

РАЗДЕЛ I

СТРУКТУРА И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АЗИИ

Ю.И. Бакулин

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ АКАДЕМИКА Ю.А КОСЫГИНА- ПУТИ ПРОГРЕССА НАУКИ

Представительство НП "Горнопромышленники России" в ДВФО, г. Хабаровск

1. Вся научная деятельность Ю.А. Косыгина отличалась той особой фундаментальностью, следование которой позволяло достичь цели исследования и получить удовлетворение от результата. Это относится и к методологии научного исследования (упорядочение научной терминологии, принцип специализации изучаемых геологических объектов, системность и др.) и к научным концепциям, в каждой из которых он выдел "рациональное зерно" и видел их несовершенство.

2. Есть большой соблазн "пройтись" по всей системе научных взглядов Ю.А. Косыгина. Но это невозможно. Поэтому в данном сообщении освещаются всего два положения, которые позволили автору сформировать собственные научные воззрения: 1) возраст Земли и формирование ее внутреннего строения; 2) конъюнкция геотектонических гипотез и объективное представление.

3. Возраст Земли Ю.А. Косыгин оценивает не менее чем в 10 млрд. лет [4]. В том числе около 5 млрд. лет – геологический этап и более 5 – до геологический. Газово-пылевое облако, из которого согласно распространенным гипотезам произошла Земля, состояло из смеси частиц, отвечающих по составу метеоритам, и солнечного газа, состоящего на 99 % из водорода. В результате уплотнения под воздействием гравитационных сил газовая составляющая отжималась (или сжималась) и на образование Земли пошло до 15–20 % газа от его объема, соизмеримого с пористостью литифицированной пыли - реголита (или первичный газ сжался до этого объема. При достижении в центральной части плотности 3 г/см³ началось плавление за счет гравитационной энергии и включился механизм магматической дифференциации. В результате этого гомогенное прежде вещество типа реголита расслоилось, образовав: – приадрную часть – тугоплавкое вещество в пластическом (или твердом) состоянии; – расплавленный слой, концентрирующий выплавки, обеспечивающий магматическую дифференциацию вещества, аккумуляцию тепла и напряжений, превышающих литостатическое давление это активный слой [1]; – зона закалки активного слоя – спекшегося реголита и превращенного в хондрит;-слой слабо литифицированного реголита. По мере уплотнения этот квартет приближался к поверхности формирующегося космического тела и около 4.6 млрд. лет назад достигли ее.

Геологический этап разделяется на 5 периодов: 1) лунный, 2) нуклеарный, 3) эпиплатформенный, 4) геосинклинальный, 5) плитный [2]. Каждый из них имеет свои характерные особенности: лунный – начало магматических процессов на поверхности Земли; нуклеарный – формирование ядер будущих платформ (щитов); эпиплатформенный - формирование платформ; геосинклинальный – заложение классических геосинклиналей; плитный – формирование Мирового океана и двух типов блоков земной коры- океанических и континентальных.

Одновременно с изменением причинных факторов – температурного режима и прочностных свойств коры происходил количественный и видовой прогресс биосферы, которая также входит в число доминантных факторов для процессов в земной коре. Он вел к уменьшению, начиная с протерозоя, плотности атмосферы и ее пре-

образованию от аммиачно-метановой к существенно углекислой, а затем кислородно-азотной современной. Гидросфера превратилась из смешанной хлоридно-бикарбонатно-сульфатной в дифференцированную хлоридную в океане и бикарбонатную поверхностную и подземную (в верхних слоях гумидных зон). Земная кора под совместным влиянием эндогенной дифференциации и окисления в экзогенной среде приобретала все более гранитный состав, который в силу изостатических тенденций легкого вещества и застывания приводил к формированию континентов в современном их облике и к увеличению размаха рельефа.

4. Ю.А. Косыгин считал нормальным наличие нескольких различных геотектонических гипотез. Он писал [3]: “Конфронтация научных гипотез не эффективна и не экономична. Ярким примером служит некоторые мало конструктивные дискуссии “с повышением голоса” между фиксистами и мобилистами или сторонниками органического и неорганического происхождения нефти.” (стр. 440). Кстати, мобилисты “обозвали” сторонников классических представлений фиксистами несправедливо, т.к. они приемлют в допустимой форме идеи других концепций, к чему и призывал Ю.А. Косыгин.

Авторы мобилизма весьма критически относились к своим построениям и четко формулировали ограничения. В частности, они писали [5], что “... гипотеза тектоники плит позволяет создать модель, объясняющую лишь современную тектоническую и сейсмическую активность на поверхности Земли” (стр.14). Очень ограниченная и конкретная сфера использования. Применению в таком смысле трудно возразить. Они сомневались, что гипотезу можно экстраполировать в геологическое прошлое глубже кайнозоя и мезозоя: “Если, несмотря на отсутствие сейсмических данных, удастся выявить границы палеоплит и определить характер движений, то, по всей вероятности, гипотезу можно будет применить для изучения движений, происходивших в кайнозой и мезозой” (стр.14).

Последователи мобилизма не привнесли ничего нового, фундаментального обоснование гипотезы, и она так и осталась заманчивой догадкой, как во времена Вегенера.

Сторонников мобилизма не смущает то обстоятельство, что сам процесс геологических исследований, основанный на позициях классической геологии, сохранился, официальные геологические материалы выполнены в том же стиле, а интерпретации – в противоречащем и не всегда согласованном стиле.

Литература

1. Бакулин Ю.И. Активный слой Земли // Советская геология. 1990. №4. С. 104-108.
2. Бакулин Ю.И., Буряк В.А. Геологическая история Земли и эволюция рудообразования // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 103-111.
3. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983, 536 с.
4. Косыгин Ю.А. Земля и Вселенная // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 89-94.
5. Тектоника плит. К.Ле Пишон, Ж.Франшто, Ж.Боннин. М.: Мир, 1977. 298 с.

Ю.С. Бретштейн

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД И ГЕОКИНЕМАТИКА ТЕРРЕЙНОВ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Проведено дополнительное палеомагнитное изучение терригенных комплексов пород силурийского и девонского возраста, а также обобщение ранее полученных палеомагнитных данных [1] для одновозрастных геологических разрезов Амурской плиты, в целом. Палеомагнитные результаты подтверждены различными тестами, с большой достоверностью подтверждающими первичность выделенной характеристической намагниченности ChRM [2, 4-6]. В качестве направления прямой полярности приняты направления намагниченности в западных (ЮЗ, СЗ) румбах стереографической проекции в древней системе координат. Получены расчетные географические координаты позиций палеомагнитного полюса для соответствующих отрезков геологического времени. В таблице представлены основные палеомагнитные данные для изученных опорных протерозойско-кембрийских, силурийских и девонских разрезов Бурей-Ханкайского и Солонкерского орогенных поясов Амурской плиты. Наблюдаются две группы среднепалеозойских палеомагнитных полюсов: одна из них расположена преимущественно в южном полушарии (юго-западной части Индийского океана), а другая приурочена к приэкваториальным и умеренным широтам Атлантики в северном полушарии (рисунок). Установлена пространственно-временная стабильность и близость палеомагнитных широт большинства изученных террейнов (Хэнтэй-Даурского, Агинского, Аргунского, Ольдойского, Малохинганского, Баджалского, Галамского, Спасского, Вознесенского и Лаоэлин-Гродековского), которые располагались в приэкваториальных зонах северного и южного полушария, на протяжении всего силура и девона. Значения палеоширот для них колеблются в силуре от -5.2° (Спасский террейн) до $+29.7^\circ$ (Ольдойский террейн), среднее $-5.9^\circ \pm 16.2^\circ$, а в девоне от -12.8° до $+14.6^\circ$ (соответственно Агинский и Вознесенский террейны), среднее $-0.5^\circ \pm 7.9^\circ$. Отдельные девонские полюсы, расположенные в северном полушарии, на траектории APWP [3] смещены к позднепалеозойским полюсам (карбоновым и пермским), что, может отражать либо неточности в геологическом определении возраста, либо факт перемагничивания пород этих разрезов в более позднее время.

Выявлены локальные «внутриплитные» вращения указанных террейнов (без существенного их широтного смещения относительно друг друга) с эйлеровым полюсом, совпадающим с районом отбора образцов. Доверительный интервал «точки вращения» геоблоков перекрывает зоны сочленения субширотных «монголо-охотских» разломов и разломов системы Танлу. Наибольшая величина углового разворота по часовой стрелке этих геоблоков между крайними девонскими позициями «забайкальских» (Хэнтэй-Даурского, Агинского, Аргунского) и «приморско-приамурских» (Спасского и Ниланского) террейнов – с одной стороны – и террейнов, позиции палеомагнитного полюса которых фиксируются в северном полушарии (Ольдойский, Малохинганский и Галамский) – с другой стороны – составляет 122.5° .

В целом, можно констатировать, что рассматриваемые террейны, будучи расположенными на стыке Сибирской, Северо-Китайской и Тихоокеанской плит и находясь в зоне “влияния” (взаимодействия) последних, на разных временных этапах имели сложный характер движений, подвергаясь разнонаправленным дифференцированным широтным сдвигам и вращениям в процессе замыкания реликтового Палеоазиатского океана в направлении с запада на восток. Генеральное влияние на кинематику подобных трансформаций могли оказывать перманентно развивавшиеся процессы локального вращения отдельных террейнов в рамках общей коллизии и скольжения соответствующих плит на позднепалеозойско-мезозойском этапе тектогенеза, что отражается, в частности, в схожем (“унаследованном”) тренде их вращения на протяжении почти всего позднего палеозоя и мезозоя

Детальную кинематику смещений локальных геоблоков по глубинным (“сквозь-коровым”) разломам в процессе косой коллизии Сибирской, Северо-Китайской и Тихоокеанской плит ещё только предстоит расшифровать.

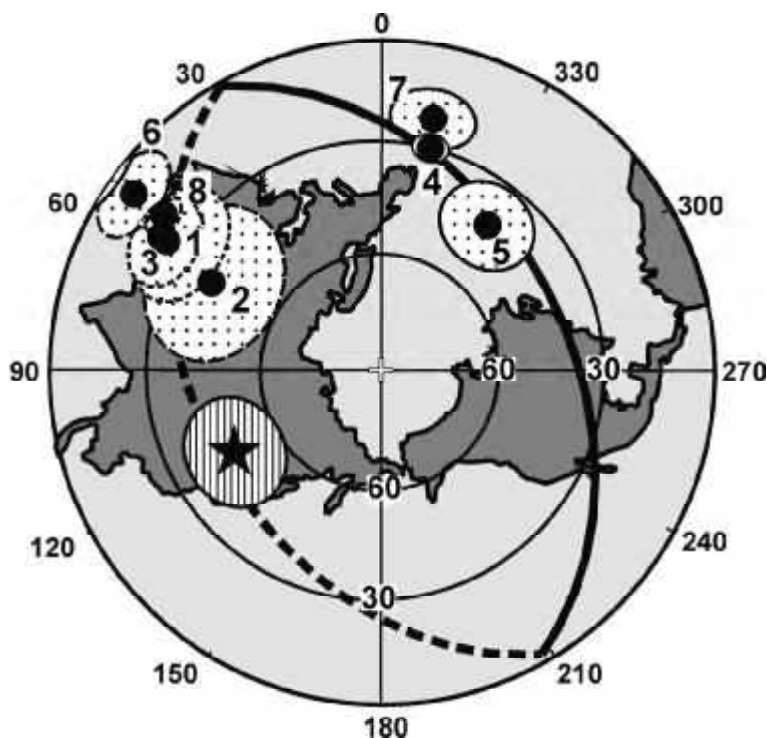


Рис. Девонские позиции палеомагнитного полюса для террейнов Амурской плиты (залитые кружки с точечной штриховкой овалов доверия): 1 – Хэнтэй-Даурский, 2 – Агинский, 3 – Аргунский, 4 – Ольдойский, 5 – Малохинганский, 6 – Ниланский, 7 – Галамский, 8 – Спасский. Штриховые (сплошные) контуры доверительных овалов и дугообразные утолщённые линии (траектория большого круга) – проекции на нижнее (верхнее) полушарие. Звёздочка с заштрихованным овалом доверия – эйлеров полюс вращения геоблоков.

Таблица. Палеомагнитные характеристики среднепалеозойских.

ОБЪЕКТ, КООРДИНАТЫ φ , λ	$\frac{N/n_0/n}{N/R}$	φ_m g/s	Λ g/s	Φ g/s	A95 g/s
I. ХЭНТЕЙ-ДАУРСКИЙ ТЕРРЕЙН					
АГУЦА, ТЫРИН, D_2 $\varphi = 49.8, \lambda = 112.3$	$\frac{7/50/41}{26/15}$	6.9 2.7	51.4 59.4	-14.3 -24.3	22.1 12.9
McF + ($\xi_{1s} = 3.426$; $\xi_{c95} = 3.086$; $\xi_1 f = 2.061$); NFT + ; DC + 117.4 ($\Delta\% = 90.7 \div 140.3$); R-тест: + Cs ($\gamma = 16.6, \gamma_0 = 21.0$); 26N ($D_s = 216.8, I_s = 2.2, K = 7.2$) ; 15 R ($D_s = 53.1, I = 5.6, K = 4.6$)					
II. АГИНСКИЙ ТЕРРЕЙН					
ЧИНДАНТ*, УСТЬ-БОРЗЯ*, $D_{1-2}, \varphi = 50.6, \lambda = 115.6$	$\frac{2/22/18}{5/13}$	39.9 -12.8	70.8 62.3	-76.0 -41.1	54.9 18.4
Тест складки DC положительный: K_{max} при «распрямлении» - 140.4 %					
III. АРГУНСКИЙ ТЕРРЕЙН (девон)					
ОНОН, МАКАРОВО, ПАВЛОВСК, ДОНО, $D_{1-2}, \varphi =$ 51.4, $\lambda = 117.3$	$\frac{9/139/118}{50/68}$	-4.7 -0.8	56.7 59.3	-26.9 -23.8	27.1 9.9
McF + ($\xi_{1s} = 8.399$; $\xi_{c99} = 4.849$; $\xi_1 f = 3.749$); NFT + ; DC + 120.8% ($\Delta\% = 109.0 \div 132.0$); 50N ($D_s = 233.3, I_s = 2.9, K = 6.7$) ; 68 R ($D_s = 46.1, I = -4.9, K = 7.3$)					
IV. ОЛЬДОЙСКИЙ ТЕРРЕЙН (силур и девон)					
ОЛЬДОЙ*, $S_{10m} \varphi = 54.0 \lambda = 123.0$	$\frac{4/30/28}{8/20}$	19.0 29.7	9.9 12.7	38.7 50.6	25.3 14.1
McF + ($\xi_{1s} = 2.956$; $\xi_{1c95} = 2.335$; $\xi_1 f = 1.511$); NFT + ; DC + 78.0 % ($\Delta\% = 59.1 \div 100.3$); R-тест: +As ($\gamma = 2.2, \gamma_0 = 17.9$); 8N ($D_s = 315.1, I = 48.9, K = 6.5$); 20R ($D_s = 138.3, I_s = -49.5, K = 20.2$)					
ОЛЬДОЙ, УРУША*, $Dbn_1 + Dim_{1-2}, \varphi = 54.0 \lambda = 123.0$	$\frac{18/185/167}{67/100}$	18.8 3.1	0.8 347.5	42.9 30.8	8.8 4.0
McF + ($\xi_{1s} = 5.078$; $\xi_{1c95} = 4.940$; $\xi_1 f = 1.202$); NFT + ; DC + 96.3% ($\Delta\% = 79.5 \div 112.3$); (R-тест): + Bs ($\gamma = 5.2, \gamma_0 = 7.8$); 67N ($D_s = 323.8, I = 4.0, K = 8.2$); 100R ($D_s = 140.8, I_s = -8.2, K = 9.9$)					
V. МАЛОХИНГАНСКИЙ ТЕРРЕЙН (девон)					
БИДЖАН*, $D_{1-2}; \varphi = 47.9 \lambda = 131.8$	$\frac{1/22/20}{17/3}$	23.1 2.6	309.4 323.8	65.1 44.1	16.2 11.4
Тест складки DC положительный: K_{max} отсутствует					
VI. НИЛАНСКИЙ ТЕРРЕЙН					
АМГУНЬ*, $D_{1sv}; \varphi = 51.9 \lambda = 135.6$	$\frac{1/13/13}{-1/3}$	-10.2 -0.6	55.6 54.4	-20.6 -7.6	10.1 9.2
Тест складки DC неопределённый: K_{max} при «распрямлении» - 117.9 %					
VII. ГАЛАМСКИЙ ТЕРРЕЙН (силур и девон)					
ЧУМИКАН*, $S_1?tl_1; \varphi = 54.6 \lambda = 135.7$	$\frac{4/21/19}{4/15/-}$	-21.5 2.8	11.5 10.1	-2.9 -25.7	65.8 11.7
McF + ($\xi_{2s} = 1.235$; $\xi_{2c95} = 2.335$; $\xi_2 f = 0.116$); NFT + ; DC + 92.9 % ($\Delta\% = 58.2 \div 126.8$); (R-тест): + Cs ($\gamma = 15.6, \gamma_0 = 46.1$); 15N ($D_s = 313.9, I = 1.8, K = 4.1$); 4R ($D_s = 130.5, I_s = -17.0, K = 4.4$)					
ЧУМИКАН, $D_{1br}; \varphi = 54.6 \lambda = 135.7$	$\frac{3/39/32}{20/12}$	-36.1 -8.3	332.1 348.3	-2.4 22.2	38.6 9.0
McF + ($\xi_{2s} = 2.812$; $\xi_{2c99} = 2.662$; $\xi_2 f = 1.209$); NFT + ; DC + 126.4 ($\Delta\% = 70.1 \div 145.3$); (R-тест): + Bs ($\gamma = 6.8, \gamma_0 = 19.5$); 20N ($D_s = 331.9, I = -18.6, K = 9.8$); 12R ($D_s = 147.2, I_s = 13.5, K = 6.7$)					

Таблица. (Окончание).

ОБЪЕКТ, КООРДИНАТЫ φ, λ	N/n ₀ /n N/R	φ_m g/s	Λ g/s	Φ g/s	A95 g/s
VIII. СПАССКИЙ ТЕРРЕЙН (девон)					
РЕТТИХОВКА*	<u>1/26/22</u>	-23.3	30.0	-21.0	4.6
<i>D_{3ln}</i> ; $\varphi = 44.2$ $\lambda = 132.7$	-/22	-6.0	53.5	-19.4	3.6
Тест складки DC неопределён; $K_{max} = 41.0$, $\alpha_{95} = 8.5$ (при 55.5 %)					
IX. ВОЗНЕСЕНСКИЙ ТЕРРЕЙН (силур и девон)					
БУЯНКИ, КРЕМОВО,	<u>4/61/59</u>	-37.3	47.4	-65.0	82.5
<i>Srt</i> ; $\varphi = 44.2$ $\lambda = 132.5$	59/-/-	-5.2	79.5	-38.1	10.4
McF + ($\xi_{1s} = 3.060$; $\xi_{c95} = 2.335$; $\xi_{1f} = 1.806$); NFT + ; DC + 125.3 % ($\Delta\% = 114.2 \div 136.5$)					
ВИНОГРАДОВКА, АРТЁМ, ФЕДОРИН КЛЮЧ, D₂It; $\varphi = 43.6$ $\lambda = 132.6$	<u>5/74/69</u> 64/5	6.3 14.6	8.0 26.7	38.6 36.7	29.8 7.3
McF + ($\xi_{1s} = 4.284$; $\xi_{c99} = 3.573$; $\xi_{1u} = 2.160$); NFT + ; DC + 92.0 % ($\Delta\% = 78.0 \div 104.7$)					
X. ЛАОЭЛИН-ГРОДЕКОВСКИЙ ТЕРРЕЙН (ранний силур)					
ЗАСТАВА, СОФЬЕ-АЛЕКСЕЕВСКОЕ, МУДУЕХА, СТАРАТЕЛИ, КОРДОНКА, <i>S_{1kr}</i> ; $\varphi = 44.2$ $\lambda = 131.3$	<u>5/132/117</u> 49/47/21	-0.5 -3.6	79.6 61.3	-33.1 -24.3	48.1 15.5
McF + ($\xi_{1s} = 4.592$; $\xi_{1c99} = 3.573$; $\xi_{1f} = 0.775$); NFT + ; DC + 103.8 ($\Delta\% = 97.8 \div 109.9$); (R-тест): + Bs ($\gamma = 7.8$, $\gamma_0 = 9.3$); 49N (($D_s = 240.0$, I = -2.1, K = 12.5); 47R ($D_s = 61.1$, I _s = 9.8, K = 9.1))					

Примечание: N/n₀/n – общее количество изученных геологических разрезов / измеренных штучков / в т. ч. использованных при расчетах палеополюса; N/R – количество образцов прямой (N) и обратной (R) полярности (согласно выбранного направления ChRM); индексы g, s – соответственно географическая (современная) и стратиграфическая (древняя) системы координат; φ_m , Λ , Φ , (A₉₅) – геомагнитная широта (палеоширота) района, долготы и широты (радиус круга доверия) для среднего полюса при вероятности $1 - p = 0.95$ (в градусах); %, $\Delta\%$ – параметры теста складки: % – процент «распрямления» складок, при котором достигается наибольшая кучность K_{max} в тесте DC, $\Delta\%$ – доверительный интервал «распрямления»; тесты «распрямления» (складки): McF – [McFadden, 1990], NFT – [Шипунов, 1995], DC – [Enkin, 2003]; ξ_{1s} (o, f) – параметры теста McF in situ (после распрямления) для варианта теста McF FOLD1, $\xi_{c95, 99}$ – критические значения коэффициентов корреляции для уровней вероятности $1 - p = 0.95, 0.99$; As, Bs, Cs – параметры R-теста. Звездочками* показаны объекты, где значения D и J при вычислении координат палеомагнитного полюса обращены на 180°.

Литература

1. Бретштейн Ю. С., Климова А. В. Палеомагнетизм главных тектонических единиц Юга Дальнего Востока. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 206–225.
2. Шипунов С. В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
3. Bretshtein Y. S. Klimova A. V. Paleomagnetism of rocks in the Phanerozoic Terrains of southeast Russia: Comparison with data for the North China Platform: A review. Russian Journal of Earth Sciences, V. 7, N 1. February 2005.
4. Enkin R. J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies. Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 212. pp. 151–166.
5. McFadden P. L. A new fold test for paleo. studies // G. J. Int. 1990. V. 103. pp. 163–169.
6. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. //Geophys. J. Int. 1990 N 103. P. 725–729.

Ю. С. Бретштейн

ПЕТРО-, ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Изученные вулканические породы юго-западного Приморья представлены кислыми риолитами девонского и каменноугольного возраста, ареал развития которых приурочен к кольцеобразной Южно-Синегорской депрессии, иногда рассматривающейся в качестве т. н. дива-структуры [1] или своеобразной тектоно-магматической “воронки” [2]. Вулканиды девона и карбона различаются внешним обликом и, отчасти, – химизмом. По данным термомагнитного анализа намагниченность риолитов обусловлена наличием ферримагнитного магнетита, окисленного при высоких температурах. Реже в составе ферримагнитной фазы присутствует магнетит с примесью маггемита и гематит. Все карбоновые риолиты слабо магнитны, для них характерны терموкривые $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$ парамагнитного облика (рис. 1–3Б). Девонские риолиты более магнитны (рис. 1–1–2Б). В экструзивных разностях риолитов, судя по параметрам коэрцитивности H_c и H_{cs} , а также соотношениям величин I_s и I_{rs} в различных температурных интервалах, на графиках температурного размагничивания $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$ в отдельных случаях фиксируются блокирующие температуры, превышающие 700°C , которые отвечают T_c (блокирующей температуре) чистого железа (рис. 1–4Б).

Последнее обстоятельство представляется довольно необычным, поскольку, в отличие от магматических пород основного и ультраосновного состава, где самородное железо встречается достаточно часто, в эффузивных породах, формирующихся при излиянии на поверхность, как правило, в окислительной, а не восстановительной среде, более характерно присутствие минералов, представленными различными окис-лами железа. Объяснением этого феномена могут служить многочисленные факты обнаружения микрочастиц самородного железа самой разнообразной формы также и в кислых вулканидах, в т. ч. в виде микросферул, которые могли образоваться под воздействием газовых струй при «вскипании» неравновесной магмы в процессе прохождения сквозь лаву высокотемпературных восстановительных флюидов (по механизму кавитации в результате быстро протекающих газотранспортных реакций) [3, 4 и др.].

Петрогенные окислы девонских и карбоновых риолитов показали наибольшую щелочность для первых и сильную общую обратную корреляцию щелочей, окислов железа и алюминия с кремнеземом для обеих групп (рис. 2).

Сопоставление магнитных характеристик (параметров) и петрохимического состава изученных пород (рис. 3) выявило наличие показательных и статистически значимых (на уровне $1-p = 0.95$ и 0.99) прямых корреляционных (R) соотношений для некоторых из них. Обращают на себя внимание высокие прямые R -зависимости магнитных параметров M_s , M_{rs} и H_c с окислами железа, что свидетельствует о преимущественном вхождении последних непосредственно в ферримагнитные и, в меньшей степени, – в парамагнитные зерна. При этом различия в абсолютных величинах коэффициента R для магнитных характеристик, определенных с учетом и без учета

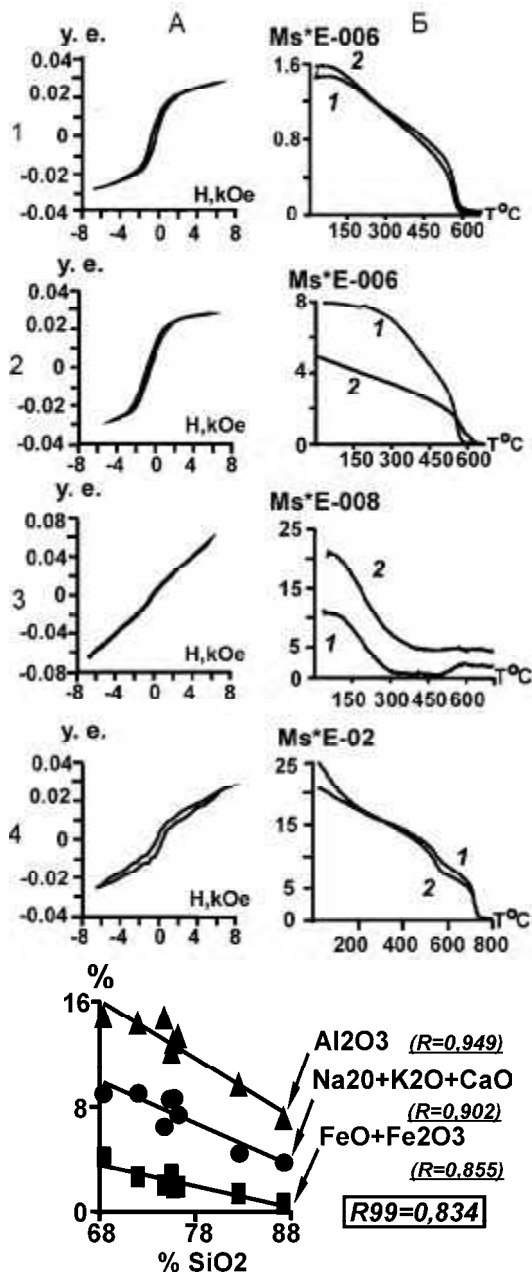


Рис. 1. А – гистерезисные петли нормального намагничивания $I(H)$; Б – графики температурного размагничивания $I_s(T)$: 1 (2) – первый (второй) нагревы. 1–4 (большие цифры слева) – графики для пород с различным минеральным составом носителей I_n : 1 – с окисленным при высоких температурах магнетитом, 2 – магнетитом с примесью маггемита, 3 – с преобладанием парамагнитных минералов, 4 – с самородным железом.

Рис. 2. Диаграмма Харкера для некоторых петрогенных элементов палеозойских риолитов. R_{99} – критическая величина коэффициента корреляции R_c для уровня вероятности $1-p = 0.99$ и выборки $N = 8$.

вклада парамагнитной составляющей, в целом, могут отражать количественное соотношение в породе ферри- и парамагнитных зерен.

Сильная положительная R -связь окислов кальция, марганца и фосфора с коэрцитивными параметрами характеризуют вклад этих элементов в общую магнитную жесткость парамагнитных зерен породообразующих минералов, в кристаллическую решетку которых могут входить как сами ферримагнитных окислы, так и их миналы.

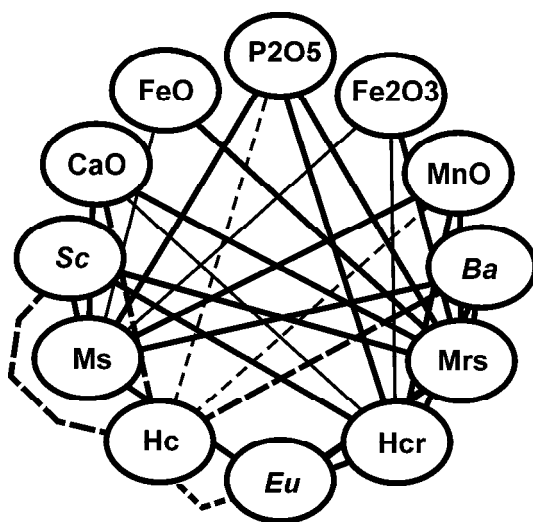


Рис. 3. Корреляционная диаграмма породобразующих окислов, химических элементов-примесей и петромагнитных параметров. Толстые (тонкие) сплошные линии – прямая корреляция на уровне $1-p = 0.99$ (0.95); штриховые линии – то же для магнитных характеристик без учёта парамагнитной составляющей намагниченности. Ms и Mrs – соответственно намагниченность насыщения и остаточная намагниченность насыщения, Hc и Hcr – характеристики коэрцитивности (величины постоянного магнитного поля, разрушающего соответственно Hc и Hcr). Остальное – петрогенные окислы и элементы-примеси. Внутригрупповые корреляционные связи последних между собой (как и для магнитных параметров) на рисунке не показаны. $N = 8$, $R_c = 0.834$ (0.707) соответственно для $1-p = 0.99$ (0.95).

Одинокная положительная парная R-связь MgO-Hc (на рисунке не показана) характеризует вхождение этого окисла преимущественно в парамагнитные минералы (слюды, хлориты), богатые магнием. Отрицательная парная R-связь TiO_2 с отношением Hcr/Hc определяет влияние на магнитную жесткость риолитов элемента титана, входящего преимущественно в парамагнитную фракцию (минерал рутил). Какая-либо R-зависимость между магнитными параметрами и окислами кремнезема, а также щелочами (калия и натрия) полностью отсутствует.

Учитывая тот факт, что даже мелкие (особенно бездефектные) частицы обнаруженных самородных металлов (железа и никеля), также как зерна и сферулы беспримесного “мягкого” чистого магнетита, должны быть, преимущественно, многодоменными или псевдооднодоменными, их вклад (в т. ч. и вследствие относительно невысокой концентрации) в общую остаточную намагниченность пород должен быть незначителен. Результаты сравнения магнитных свойств пород, содержащих и не содержащих такие включения ферромагнетиков, подтверждают этот вывод.

Рекогносцировочными палеомагнитными определениями установлены низкие палеошироты формирования намагниченности эффузивных пород девона и карбона (φ_m), колеблющиеся от -5.4° до -14.7° . Для сравнения на рис. 4 показаны также позиции палеополюса для осадочных пород соответствующего возраста. Обнаружены значительные (многие десятки градусов) вращения отдельных геоблоков друг относительно друга. Позиции их палеополюса располагаются на траектории большого круга с «эйлеровым» полюсом вращения (ЭП) в точке с координатами $\lambda = 137.7^\circ$ и $\varphi = 53.6^\circ$ ($A_{95} = 20.8^\circ$).

Доверительный интервал A_{95} расположения ЭП на сфере охватывает большой район, приуроченный к пересечению систем разновозрастных и разнонаправленных долгоживущих “сквозькорových” региональных разломов: субширотных (Становая и Монголо-Охотская система) и разломов субмеридиальной и северо-восточной виргации (системы Танлу, Арсеньевско-Гастахская и Сихотэ-Алинская) [5]. Этот район совпадает (с учетом перекрытия) с областью тройного сочленения Евразийской,

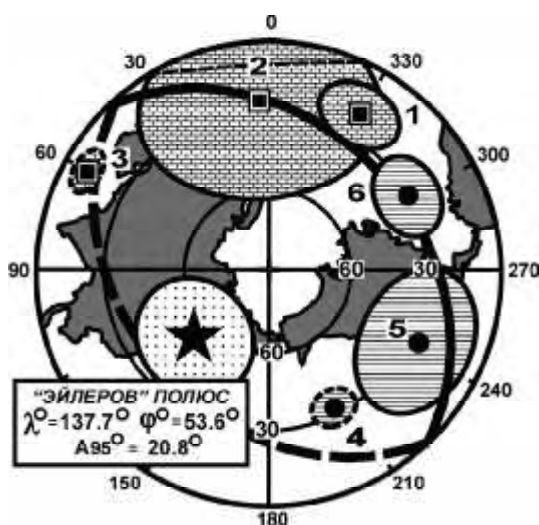


Рис. 4. Предварительные позиции палеомагнитного полюса для карбоновых (квадраты) и девонских (кружки) пород с овалами доверия – соответственно с “кирпичной” и горизонтальной штриховкой. Эффузивы (Приморье): 2 (Сибирцево), 3 (Уссурийск), 6 (Смольное, Анучино, Варваровка, Гродекова); осадочные породы: 1 (Приамурье и Забайкалье: Амгунь, Нуринск, Дорога, Шазагайтуй), 4 (Приморье: Виноградовка, Федорин Ключ, Артём), 5 (Приморье: Реттиховка, Кремово, Буянки, Кордонка). Звёздочка с точечной штриховкой овала доверия – позиция «эйлерова» полюса вращения геоблоков. Штриховые (сплошные) контуры доверительных овалов и дугообразные утолщённые линии (траектория большого круга) – проекции на нижнее (верхнее) полушарие. Для наглядности позиции полюсов 3–5 обращены на 180°.

Тихоокеанской и Амурской плит и в “глобальном” плане, возможно, в какой-то степени является маркером “последствия” их сложного геодинамическим взаимодействием на протяжении позднего палеозоя и мезозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Chen Guoda. Characteristics and nature of diwa-region compared with so-called “paraplatform” // Acta Geol. Sinica. 1960. V. 40. P. 162–186.
2. Изосов Л. А. Южно-Синегорская тектоносферная воронка Ханкайского массива // Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма: Тез. докл. XXXII Тектонического совещания. Т. 1. М.: РАН, 1999. С. 278–281.
3. Самородное минералообразование в магматическом процессе // Тез. докл., Якутск, Якутский филиал СО АН СССР. 1981. 208 с.
4. Новгородова М. И., Андреев С. Н., Самохин А. А., Гамянин Г. Н. Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах // Докл. РАН. 2003. Т. 389. С. 669–671.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий М1: 2 500 000. Объяснительная записка. МПР РФ, ВСЕГЕИ, Амурский КИП. Под ред. Красного Л. И. и др. СПб.-Благовещенск-Харбин. 1999. 135 с.

М.М. Буслов¹, И.Де Граве², Е.В Солобоева¹, Д.А. Кох¹

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО МЕЗОЗОЙСКОГО МОНГОЛО-ОХОТСКОГО
ОРОГЕНА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ**

¹*Институт Геологии и Минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

²*Гентский Университет, г. Гент, Бельгия*

В палеозойское время в результате аккреции и коллизии Сибирского, Восточно-Европейского континентов и гондванских континентальных блоков была сформирована сдвиговая террейновая структура Центрально-Азиатского складчатого пояса [1]. Террейны ограничены сутурными зонами, большинство из которых были реактивированы в мезозойское и кайнозойское время. В позднем мезозое складчатый пояс претерпел интенсивную тектоническую реактивацию (начавшуюся около 150 млн лет назад) в результате закрытия Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией Северо-Китайского континента с Северной Евразией. Этот коллизионный процесс проходил по аналогии с кайнозойской коллизией Индия – Евразия, в результате которой сформирован обширный пояс горных систем от Тибет-Гималай-Каракорума до Байкальского региона [2, 3]. В силу огромных размеров и меньшей плотности, чем океаническая кора, континентальные блоки Гондваны (Северо-Китайским, Индийский и другие) лишь частично могли погружаться в зону субдукции. В конечном результате этот процесс перерастал в коллизию континентальных масс, которая приводила к мощнейшим деформациям как в зоне столкновения, так и вдали от нее на многие тысячи км, формируя внутриконтинентальные орогены. К числу орогенов такого типа относятся кайнозойский Гималай-Центрально-Азиатский и мезозойский Монголо-Охотский. Изучение указанных орогенов особенно важно с точки зрения выявления взаимосвязей между тектоническими процессами, действующими на границах плит, и внутриконтинентальными деформациями. В более древние эпохи происходили аналогичные коллизионные процессы с формированием внутриконтинентальных орогенов, к числу которых относятся Центрально-Азиатский складчатый пояс [1].

Формирование кайнозойской структуры Центральной Азии происходило как результат передачи деформаций от Индо-Евразиатской коллизии на дальние расстояния по “принципу домино” через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон [3–5]. В результате сжатия складчатые зоны перерастают в горные системы, а микроконтиненты служат фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

Геологические и геохронологические данные трекового датирования апатитов показывают [3–12], что внутренняя часть Евразийского континента перенесла значительную мезозойскую активизацию. Конвергенция между дрейфующими на северо-запад фрагментами Гондваны с активной границей Евразии привела к образованию крупномасштабного субдукционно-аккреционного пояса в зоне столкновения и коллизионного внутриконтинентального орогена. Закрытие Монголо-Охотского океана способствовало стыковке Северо-Китайского континента с Северной Евразией. Это привело монголо-охотской орогении, которая распространялась

во внутренние части Северной Евразии за счет реактивации палеозойских структурных сооружений через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов. В результате складчатые области Алтае-Саянской области, Казахстана и южного Урала были реактивированы в периоды ~ 140–80 млн лет с ростом высоких поднятий и горных систем. Фронтальное коллизионное воздействие Северо-Китайского континента на Северную Азию, представленного в зоне столкновения как мощным гомогенным фундаментом Сибирской платформы (северо-восточная область), так и складчатыми структурами Центрально-Азиатского орогена (юго-западная область). Результаты коллизии в северо-восточной области привели к формированию обширного мезозойского складчато-надвигового пояса (Байкальский и Забайкальские регионы, восточная Монголия и северный Китай), характерного для альпийского типа орогенов. Деформации от коллизии Северо-Китайского континента с Центрально-Азиатским орогеном глубоко проникли и внутрь Северной Евразии на несколько тысяч км. Внутриконтинентальные деформации реактивировали структуру и фиксируются в проявление сдвиго- надвигов и сдвигов, росту горных систем и поднятий на обширной территории (Алтае-Саянская область, Монголия, Казахстан, южный Урал).

В результате аккреции и последующей коллизии Северо-Китайского континента с Евразией был сформирован обширный Монголо-Охотский ороген, соизмеримый по размерам с кайнозойским Альпийско-Гималайско-Центральноазиатским орогеном. Денудация мезозойского орогена привела к образованию осадков, которые были отложены в крупных нефтегазоносных бассейнах, таких как Джунгарский, Таримский, Западно-Сибирский, Енисей-Хатанский, Вилюйский и др.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ -9 “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”, гранта президента РФ по поддержке научных школ НШ-65804.2010.5.

Литература

1. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
2. Molnar, P. and Tapponnier, P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. N. 189. 3 P. 419–426.
3. Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Delvaux, D., Berzin, N.A., Ermikov, V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430–466.
4. Buslov M.M. Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V.21, issue 41. P. 104–105.
5. Buslov M.M, De Grave J., Bataleva E. A.V., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 205–214.
6. Wan de Beek P., Delwaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia //Journal of the Geological Society. London. 1996. N 153. P. 515–523.
7. Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N. Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // Tectonophysics. 2002. V. 354. P. 25–48.
8. De Grave J. and Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. T. 349. P. 145–159.

9. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // *Himalayan Journal of Sciences*. 2004. V. 21, Issue 41. P. 121–122.
10. De Grave Johan, Michael M. Buslov and Peter Van den haute. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 29. P. 194–213.
11. De Grave J., Michael Buslov, Peter Van den haute, James Metcalf, Vladislav Batalev. From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006. V. 26. P. 133.
12. Sobel E.R., Osnik M., Burbank D., and Mikolaichuk A. Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz range quantified with fission track thermochronology // *Tectonics*. 2006. V. 25. TS 2008. P. 1–17.

Г.М. Вовна

НИМНЫРСКИЙ БЛОК – ДРЕВНЕЕ ЯДРО РОСТА СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ
АЛДАНСКОГО ЩИТА*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Самые древние гранулиты раннего архея Алданского щита известны в его Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области (Нимнырский блок). Возраст гранулитов Нимнырского блока установлен U-Pb методом SHRIMP и составляет 3335 ± 2 млн лет [6]. Гранулитовый комплекс Нимнырского блока представлен метабазит-эндербитовой ассоциацией. Большую часть объема пород ассоциации составляют эндербиты (гиперстеновые плагиогнейсы), толща которых имеет грубослоистый облик (нимнырская толща (свита) по разным авторам) и содержит в подчиненном количестве прослои и линзы двупироксеновых, двупироксен-амфиболовых сланцев, гранат-биотитовых и гранат-биотит-гиперстеновых плагиогнейсов. Породы метабазит-эндербитовой ассоциации в значительной мере подвержены процессам гранитизации с образованием чарнокитов. На классификационной диаграмме для вулканитов $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ составы не гранитизированных гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации располагаются в полях пород нормальной щелочности, начиная от базальтов до дацитов. На классификационной диаграмме Al-(Fe+Ti)-Mg эндербиты и двупироксеновые сланцы соответствуют полям вулканитов известково-щелочной и коматиит-толеитовой серии. В составе исходных вулканитов известково-щелочной серии установлены базальты, андезибазальты, андезиты и дациты. Исходные вулканиты коматиит-толеитовой серии представлены толеитовыми и коматиитовыми базальтами. На мультиэлементной диаграмме (рис. 1) раннеархейские эндербиты метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока обладают сходной топологией графика с серыми гнейсами фундамента архейских щитов [5], для которых характерны минимумы Ta, Nb, P, Ti.

Составы толеитовых метабазальтов раннеархейской метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока на диаграмме Nb/Y-Zr/Y [4] располагаются в поле базальтов плюмовых источников (рис. 2).

Автор полагает, что геохимические особенности протолитов этой ассоциации могут быть удовлетворительно объяснены на основе концепции магматизма ман-

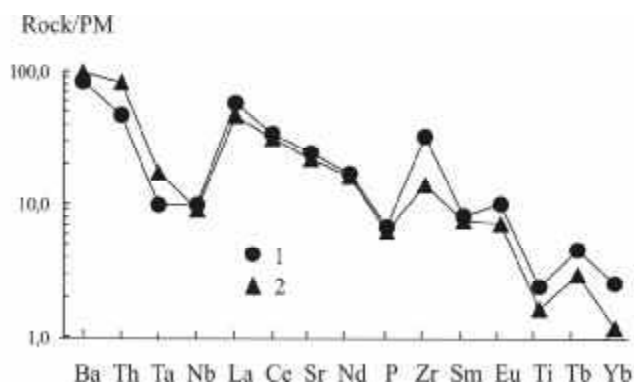


Рис. 1. Мультиэлементная диаграмма для раннеархейских эндербитов метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока. 1 – эндербиты Нимнырского блока, 2 – состав архейских серых гнейсов фундамента платформы [5]. Нормировано по составу примитивной мантии (PM).

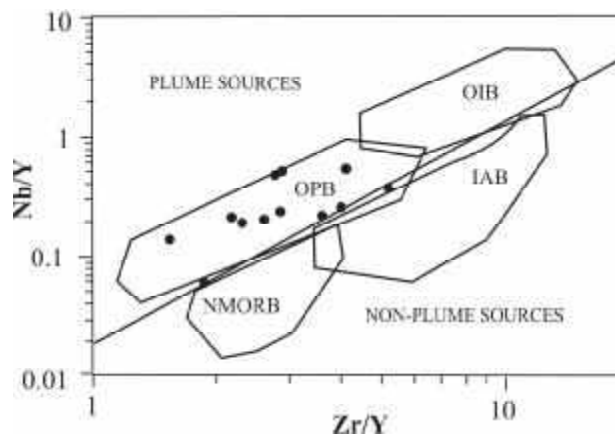


Рис. 2. Диаграмма Nd/Y – Zr/Y [4] для толеитовых метабазальтов метабазит-эндербитовой ассоциации Нимнырского блока.

Поля пород: OPB – базальты океанических плато; OIB – плюмовые базальты океанических островов; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; IAB – островодужные базальты.

тийных плюмов, ведущая роль которых в архейских тектоно-магматических процессах развития Земли, подчеркивались ранее многими исследователями [1,3 и др.].

Сиалическая кора нынешнего Алданского щита наращивалась вокруг Нимнырского микропротоконтинента вследствие проявления магматической деятельности более молодых раннедокембрийских мантийных плюмов, о чем свидетельствуют геохимические особенности гранулитов и данные изотопного датирования.

Западнее Нимнырского блока ранняя сиалическая кора представлена серыми гнейсами конца раннего архея Олекминской гранит-зеленокаменной области (3212 млн лет) [6] и гранулитами Оломокинского блока. К югу от Нимнырского блока позднеархейская метабазит-эндербитовая ассоциация (3067 млн лет) изучена в Сутамском блоке [1], а на востоке позднеархейские гранулиты распространены в пределах Тимптонского блока [2].

Литература

1. Вовна Г.М. Геохимия архейских гранулитов юга Алданского щита. М.: Наука, 2007. 108 с.
2. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 3–10.
3. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
4. Condie K.C. High field strength element ratio in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
5. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. Archean Crustal Evolution / Ed. Condie K.C. Amsterdam. Elsevier. 1994. P. 205–259.
6. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H. et al. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of the mid-Proterozoic // Precamb. Res. 1992. V. 54. P. 195–210.

И.П. Войнова

**ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОЙ ПАЛЕОПАЦИФИКИ (РЕТРОСПЕКЦИИ ПО
АККРЕЦИОННЫМ КОМПЛЕКСАМ СИХОТЭ-АЛИНЯ)**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Вулканизму Пацифики посвящено множество исследований. Но большинство их касается вулканитов последнего этапа, доступных либо непосредственно на островах, либо путем драгирования и бурения на дне Тихого океана. Историю же вулканизма Палеоокеаники можно реконструировать, изучая вулканиты аккреционных комплексов, сформированных на конвергентных границах взаимодействия океанических и континентальных плит и представляющих собой аккрецированные фрагменты палеоокеанической литосферы. Фрагменты литосферы западной Палеоокеаники слагают аккреционные системы на востоке Азии. Считается, что в мезозое в конвергентных соотношениях с Палеоазиатским континентом находилась плита Палеоокеаники Изанаги. История плиты запечатлена в ее аккрецированных фрагментах в юрско-раннемеловых аккреционных призмах Сихотэ-Алинской аккреционной системы. Вулканические образования аккреционных призм, являющиеся неотъемлемой составляющей образований, слагающих субдуцировавшую палеоокеаническую плиту, отражают процессы вулканизма исчезнувшей палеоплиты. Их изучение позволяет произвести ретроспекции о характере и эволюции вулканизма западной Палеоокеаники. Нами изучены вулканиты Хабаровского, Самаркинского и Киселевского террейнов [1–3], входящие в состав Сихотэ-Алинской аккреционной системы, аккреционные призмы которых были сформированы при субдукции плиты Изанаги Палеоокеаники (океана Панталасса) под Палеоазиатский континент. Современное площадное распределение террейнов – результат постаккреционных перемещений, главным образом – левосдвиговых, сменивших косую субдукцию. Современные палеотектонические реконструкции [4]. Хабаровский и Самаркинский террейны включают в состав позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы. А более поздняя раннемеловая (аптско-альбская) аккреционная призма представлена Киселевско-Маноминским террейном.

Возраст вулканитов определяется возрастом ассоциирующих с ними терригенно-кремнистых отложений, обоснованном фаунистически (по данным съемочных и тематических работ, [1, 3–5]). Возрастной диапазон терригенно-вулканогенно-кремнистых образований Самаркинского террейна, основываясь на микрофаунистических определениях, широк – от перми до юры. В Хабаровском террейне вулканиты встречаются в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями. В Киселевском террейне из вмещающих вулканиты кремнистых отложений определены ископаемые радиоларии валанжин-готерив-барремского возраста, что определяет и раннемеловой возраст вулканитов. То можно проследить характер вулканизма плиты Изанаги от Р до раннего мела. В данном исследовании мы рассматриваем лишь океанические вулканиты, изучая которые можно реконструировать историю и эволюцию вулканизма Пацифики за период поздний палеозой-мезозой.

Исследование включало выяснение геологической ситуации и формы проявления вулканитов, петрохимическую и геохимическую их характеристику. Вулканиты ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими образованиями в виде

потоков и покровов. В Самаркинском террейне кроме того имеют «островной» характер, реконструируемый по концентрации вулканических потоков невыдержанной мощности, концентрической зональности размещения склоновых фаций и ассоциации с известняками. Вулканиды представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, массивными и миндалекаменными, реже гиалокластитами, лавобрекчиями. Они соответствуют пикробазальтам, базальтам, трахибазальтам, гавайитам, относятся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. Вулканиды преимущественно имеют натровый характер, и лишь юрские щелочные базальты подразделяются на две серии: натровую (мощные покровы преимущественно в ассоциации с кремнями) и калиевую («островные» базальты). Характерна проявленная в разной степени для разновозрастных вулканидов ферро-титановая специализация, наиболее ярко выраженная для юрских базальтов Самаркинского террейна. Максимальными содержаниями TiO_2 характеризуются юрские базальты калиевой серии, а на классификационной диаграмме $TiO_2 - MgO$ базальты Самаркинского террейна соответствуют щелочным базальтам, а Хабаровского и Киселевского – толеитовым. На спайдер-диаграммах средних хондрит- и MORB-нормированных составов РЗЭ и редких элементов графики распределения образуют веер, раскрытый в области легких элементов в диапазоне содержаний от характерных для базальтов океанических островов и до E-MORB. Графики распределения хондрит-нормированных составов REE показывают обогащение легкими REE в среднем в 100 раз, лишь в K-базальтах Самаркинской призммы – более значительное. Содержания Ta и Nb характеризуются максимумами на спайдер-диаграммах. Нормирование по составам E-MORB и OIB демонстрирует преимущественно промежуточный характер вулканидов между этими составами. K-базальты Самаркинского террейна соответствуют обогащенным OIB. Дискриминационные петрогеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулканидов (диаграммы Дж. Пирса, $TiO_2 - K_2O$, $Zr/4 - 2Nb - Y$, $Zr - Ti / 100 - 3Y$, $Nb - Zr$ и др.) свидетельствуют об океанической обстановке их формирования. Большая часть фигуративных точек размещаются в полях внутриплитных толеитовых и щелочных базальтов океанических островов, меньше – E-MORB, и редко – близ границы с полем базальтов средино-океанических хребтов (N-MORB). Соотношения $Nb - Zr - Y - Ta$ (рис. 1) свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и океанических островах. Геохимические типы источников соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм, преобладают обогащенные, реже встречаются деплетированные (Хабаровский террейн).

Т.о. в аккреционных призмах Сихотэ-Алиня представлены базальты, различные по петрохимическим характеристикам. Они характеризуют древний океанический вулканизм разнообразных геодинамических условий. Все раннеобразные вулканиды трех террейнов в возрастном интервале от перми до раннего мела представлено на рис. 2, который можно интерпретировать как показатель удаленности от рифта. Широкий возрастной диапазон позволяет произвести некоторые ретроспекции об истории и эволюции вулканизма западной Палеоокеании. Для Хабаровского террейна известны лишь наиболее примитивные вулканиды, сходные со спрединговыми базальтами. Для Самаркинского террейна характерно наибольшее разнообразие базальтов, как по возрасту, так и по составу. Пермские вулканиды представлены базальтами, сходными с E-MORB и толеитами океанических островов. В триасе к ним добавляются субщелочные базальты Na-серии. Среди юрских вулканидов ба-

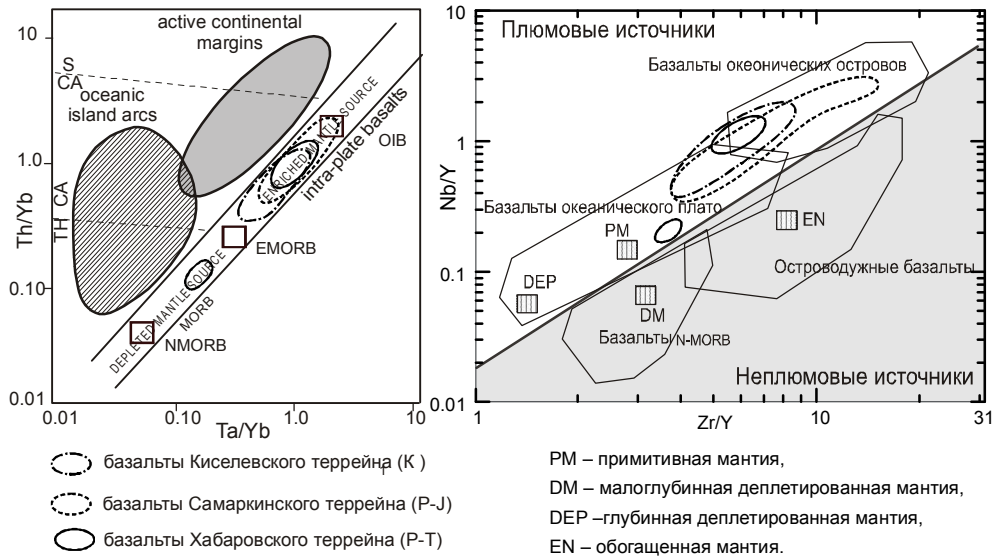


Рис. 1. Магматические источники базальтов.

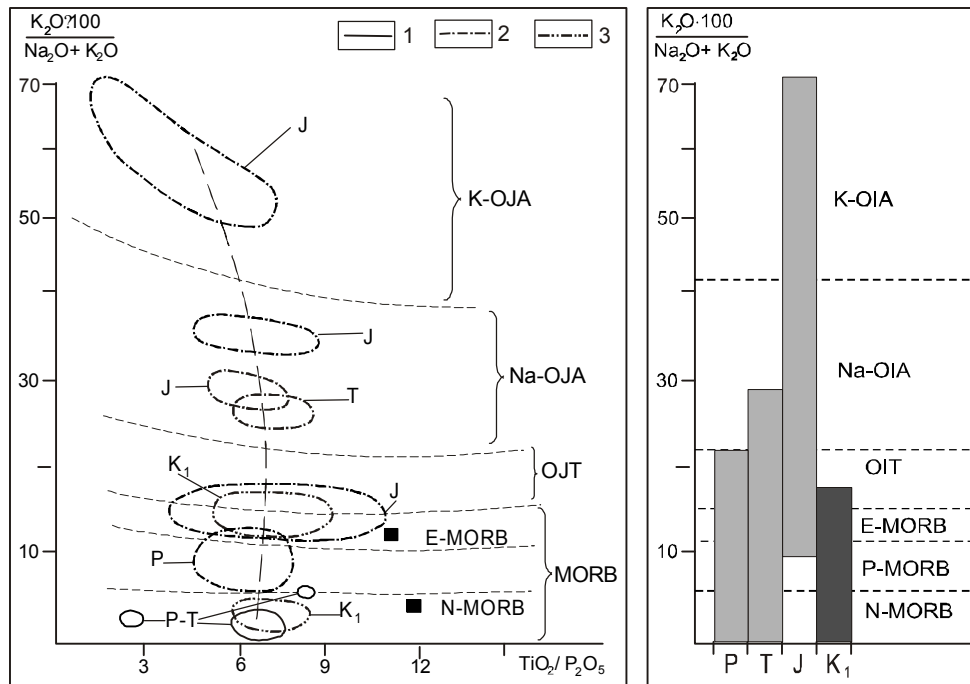


Рис. 2. Эволюция и этапы вулканизма Западной палеопацифики.

1-3 – базальты террейнов: 1 – Хабаровского, 2 – Самаркинского, 3 – Киселевского.

зальты типа E-MORB распространены незначительно, преобладают субщелочные и щелочные внутриплитные базальты. Они разделяются на две серии – натровую и калиевую. Преобладают базальты натровой серии крупных потоков и покровов среди кремнистых и кремнисто-глинистых отложений. Щелочные калиевые базальты – это преимущественно базальты “островных” вулканических центров, вероятно образовавшиеся на значительном удалении от СОХ. В Киселевском террейне наряду со спрединговыми базальтами появляются плюмовые, близкие E-MORB и толеитам океанических островов. Т.о. в юрско-раннемеловой аккреционной призме обнаружены базальты, сформированные либо в срединно-океанических хребтах, либо близко к нему (P-T) и во внутриплитной обстановке на разном удалении от СОХ (T-J). В аптско-альбской аккреционной призме обнаружены спрединговые базальты и толеиты океанических островов. В эволюции вулканизма от перми до раннего мела выявляется следующее. Пермский вулканизм представлен спрединговыми базальтами и океаническими толеитами, в триасе к ним добавляются внутриплитные базальты натровой серии. Юрский этап характеризуется наиболее широким спектром базальтов: близкие к E-MORB, сформированные в СОХ над плюмовыми источниками, субщелочные внутриплитные натровые и “островные” щелочные калиевые, вероятно образовавшиеся на значительном удалении от СОХ. В целом тренд эволюции составов магматических расплавов характеризуется накоплением калия при почти постоянном соотношении титана и фосфора, отражающем степень плавления и фракционирования. Вулканы раннемелового этапа представлены лишь “примитивными” базальтами Киселевского террейна, сформированными близ СОХ. Это может служить подтверждением приближения в этот период, в условиях значительного возрастания скорости движения плит [7], спредингового хребта, разделяющего плиты Изагаги и Тихоокеанскую, к зоне субдукции и последующего полного субдукционирования плиты Изагаги [6]. Вслед за этим в конвергентных отношениях с Азиатским континентом стала и находится Западно-Тихоокеанская плита, вулканизм которой продолжается и по ныне.

Литература

1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т.13, № 6. С.83–96.
2. Войнова И.П. Магматические комплексы аккреционной системы как индикаторы характера аккреции (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Материалы III Косыгинских чтений, г. Хабаровск, 2001. С. 181–189.
3. Войнова И.П., Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Кремнисто-вулканогенный комплекс западной части Самаркинской аккреционной призмы (северный Сихотэ-Алинь). Материалы VI Косыгинских чтений, г. Хабаровск, 2009. С. 6–9.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
5. Кириллова Г.Л., Натальин Б.А., Зябрев С.В. и др. Верхнеюрско-меловые отложения Восточно-Азиатской континентальной окраины вдоль р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ДВО РАН, 2002. 72 с.
6. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.
7. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic plates in the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N 12. P. 772–792.

А.А. Гаврилов

**КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ И ПЛЮМОВАЯ ТЕКТОНИКА (ЮГ ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА И ПРИЛЕГАЮЩАЯ ТЕРРИТОРИЯ КИТАЯ)**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Развитие методов дистанционного зондирования из космоса планетных тел позволило установить на Земле и других планетах солнечной системы широкое распространение кольцевых структур (КС) различных размеров и генетических типов. К настоящему времени возникло целое научное направление исследований по изучению КС. Опубликованы различные планетарные и региональные схемы этих образований, проведены многочисленные эксперименты по моделированию инъективных дислокаций, сформулированы концепции очагового тектоморфогенеза, рудоконцентрирующих структур, ринговой металлогении и др. [2, 3, 4, 7 и др.]. Помимо понятия КС для описания подобных дислокаций используются термины с различной семантикой (концентрические комплексы, структуры центрального типа, очаговые системы, фразуры и др.). Различие между ними определяется лишь акцентом на морфологических, структурных или генетических особенностях данных природных объектов. Поскольку при выделении и изучении КС широко используются геоморфологические методы и данные дистанционного зондирования из космоса, многими специалистами широко применяется термин морфоструктура центрального типа (МЦТ). Наиболее крупные из КС Земли рассматриваются как проекции глубинных конвективных ячеек [2], “горячих точек”, плюмов, мантийных диапиров, астеносфер, геоконов [4, 7 и др.], более мелкие – представляют инъективные дислокации, связанные с явлениями эффузивного и интрузивного магматизма, диапировой и эксплозивной тектоники. В любом случае, эндогенные КС служат универсальными формами отражения энергогенерирующих центров и связанных с ними потоков тепло-массопереноса, являясь важнейшими геоиндикаторами флюидной, магматической активности недр и их потенциальной перспективности на многие полезные ископаемые (руды металлов, алмазы, углеводороды и др.).

По мнению автора [1], повышение эффективности исследований фундаментальной проблемы взаимодействия глубинных и поверхностных факторов тектогенеза приводит к необходимости связать воедино многочисленные данные о существовании систем КС Земли и представления о процессах очагового тектогенеза с идеями и результатами работ [6, 9 и др.] по плюмовой тектонике. Наличие в настоящее время многочисленных материалов по сейсмической томографии, петрологии, геохимии и геодинамике подтверждает присутствие во многих районах земного шара (Исландия, Афар, Центральная Азия и др.) выступов астеносферы, внедрений мантийного вещества в земную кору и связанных с ними глубинных дислокаций. Образование суперплюмов объясняют физико-химическими процессами, происходящими на границе мантии и ядра. В условиях слоистой анизотропной среды поднимающиеся к поверхности по относительно узкому каналу (ножка плюма) высокотемпературные потоки вещества расщепляются на отдельные струи, образуя многоярусную древовидную систему промежуточных энергетических и магматических центров, как это постулируется для очаговых структур и морфоструктур высокого ранга [2, 7 и др.]. Все эти процессы способствуют формированию на повер-

хности Земли рельефе крупнейших поднятий – мегасводов (Тибетско-Гималайский, Леконта и др.). Комплексное применение для выявления и изучения плюмов геоморфологических методов, данных дистанционного зондирования из космоса и всей совокупности геолого-геофизических признаков, разработанных для выделения КС, имеет особое значение для труднодоступных и закрытых, горно-таежных территорий ДВ. Подход к плюмам, как КС глубинного заложения, может иметь важное прикладное значение при минерагенических исследованиях. Это обусловлено тем, что за к настоящему времени накоплены многочисленные данные о строении, развитии КС, МЦТ и закономерностях размещения в их пределах месторождений полезных ископаемых. Разработаны параметрические, иерархические, морфологические и генетические классификации КС, МЦТ, проведено их картографирование на разных территориях [2, 3, 4, 7 и др.]. Предложена схема формализованного описания внутреннего строения очаговых систем, выделены три универсальных типа (ядерный, ядерно-сателлитный и сателлитный) их инфраструктур. Сформулировано положение о **гомологии** эндогенных КС: все инъективные дислокации в геологической среде, независимо от глубины заложения, параметрических характеристик, морфологии, возраста и генетического типа в ходе своего развития стремятся к образованию гомологичных форм и инфраструктур с симметрией центрального типа [1]. Для количественной оценки энергетических характеристик очаговых морфоструктур и анализа распределения потоков энерго-массопереноса в их пределах предлагается использовать данные о типах инфраструктуры, площадях ареалов, объемах продуктов магматизма и метаморфизма с учетом их возраста и фациальной принадлежности. Разработан паспорт типовых очаговых рудно-магматических систем для решения вопросов поиска и прогнозирования. Проведено изучение пространственных закономерностей распределения полезных ископаемых в МЦТ на основе принципов симметрии и сформулировано положение о металлогенической асимметрии и диссимметрии очаговых рудно-магматических систем разного ранга [1].

Амурский мегасвод (R- 1200 км), занимающий территорию юга ДВ и прилегающие районы Китая, изначально рассматривался в качестве проекции крупного мантийного диапира – астенокона [3, 5, 7 и др.]. Исследования последних лет [6, 9 и др.] позволяют сопоставлять эту мега-МЦТ с проекцией мантийного плюма, развивающегося (с перерывами), по меньшей мере, со среднего палеозоя. Существующие данные о радиально-концентрической организации основных структурных, морфоструктурных элементов (рис.), концентрическом размещении конформных палеозойских (каледонских, герцинских), мезозойских массивов гранитоидов [1, 3, 7 и др.] и кайнозойских центров базитового, плюмового магматизма [6, 9] отражают – длительный (на протяжении сотен миллионов лет) и унаследованный характер развития Амурского надплюмового мегасвода как глубинной системы центрального типа. Его основными элементами выступают дуговые ряды сводово-блоковых поднятий, соотносимые с орогенными и, соответственно, с металлогеническими поясами. Это – Восточно-Забайкальский, Южно-Алданский и Сихотэ-Алинский пояса внешнего концентрического и Больше-Хинганский и Корейско-Охотский – внутреннего [1]. Инфраструктура Амурской мега-МЦТ относится к сателлитному типу, при котором главная роль в распределении глубинных потоков тепло-массопереноса принадлежит периферийным кольцевым и дуговым разломам. В плоскостной

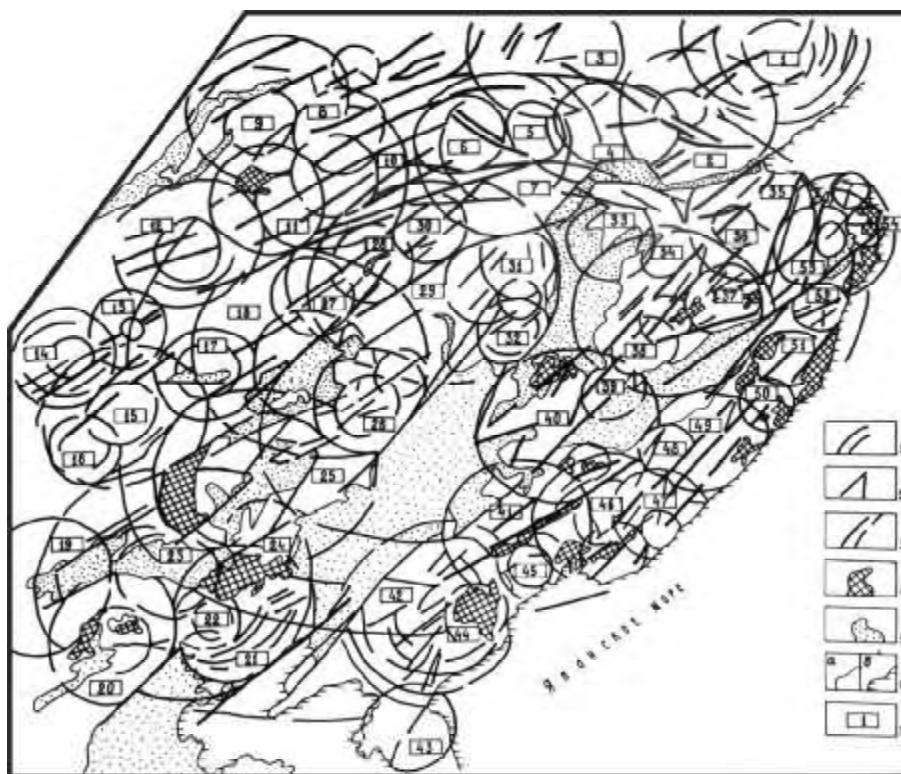


Рис. Схема внутреннего строения Амурского мегасвода по геолого-геоморфологическим данным [1]. 1-3 – системы разломов: 1 – дуговые и кольцевые, 2 – радиальные, 3 – сквозные, трансрегиональные. 4 – ареалы базальтоидов кайнозойского возраста. 5- межгорные впадины с чехлом рыхлых отложений. 6 – границы: а – геологические, б – береговая линия. 7 – названия очаговых морфоструктур, соотносимых с проекциями магматических центров: 1 – Маймакано-Батомгинская, 2 – Восточно-Становая, 3 – Западно-Становая, 4 – Тимптоно-Гонамская, 5 – Алдано-Гилюйская, 6 – Нюкжа-Тунгирская, 7 – Олекминская, 8 – Цилинская, 9 – Муйская, 10 – Витимская, 11 – Верхнеудская, 12 – Малханская, 13 – Бургутская, 14 – Хангайская, 15 – Керуленская, 16 – Хулдовская, 17 – Ундэрханская, 18 – Далайнорская, 19 – Эрлянская, 20 – Цзилинская, 21 – Луаньхейская, 22 – Долон- Пурская, 23 – Хуанг-Шаньская, 24 – Силяохэнская, 25 – Урэнголская, 26 – Иршинская, 27 – Ононская, 28 – Шилкинская. 29 – Аргуньская. 30 – Шилко-Алекминская, 31 – Хумовская, 32 – Айхойская, 33 – Мынская, 34 – Эзоповская, 35 – Ям- Алинская, 36 – Верхнеселемджинская, 37 – Баджальская, 38 – Хингано-Сутарская, 39 – Помпеевская, 40 – Малохинганская, 41 – Сунгарийская, 42 – Амнокканская, 43 – Северо-Корейская, 44 – Кванмобонская, 45 – Туманганская, 46 – Ханкайская, 47 – Южно-Сихотэ-Алинская, 48 – Вяземская, 49 – Средне-Сихотэ-Алинская, 50 – Самаргинская, 51 – Анюйская, 52 – Тумнинская, 53 – Пильдо-Лимурийская, 54 – Усть-Амурская.

проекция она во многом гомологична инфраструктуре некоторых магматических центров областей современного вулканизма. С этих позиций, существующая практика реконструкций и рисовки проекций плюмов по геологическим данным в виде неправильных овалов, без учета информации о внутреннем радиально-концентрическом строении надплюмовых сводов представляется ошибочной.

Одна из отличительных черт мегасвода – наличие центрально-осевой системы рифтогенных впадин, которая разделяет его на два различающихся по геологи-

ческому и глубинному строению диаметральных блока (явление геологической асимметрии КС). Западный – характеризуется континентальной корой нормальной мощности, в восточном – широко распространены области с утоненной корой и относительно низкими скоростями сейсмических волн (6.2–6.3 км/сек) [8]. Заложение и развитие диаметральных впадин контролировалось Ляодунско-Охотской серией глубинных разломов, сопряженных с Пограничной гравитационной ступенью. По данным геофизических исследований, максимальная мощность земной коры под горными сооружениями юга ДВ достигает 40–44, а литосферы 140–160 км. В межгорных впадинах эти значения существенно меньше, но минимальных значений (15–20 и 60 км, соответственно) они достигают в позднеюрской впадине Сунляо, расположенной в ядре мегасвода и соотносимой в настоящее время с выступом астеносферы [8]. Полученные данные свидетельствуют о пространственных и генетических связях региональных рядов очаговых морфоструктур, орогенов также с трансрегиональными линеаментами циркумтихоокеанского направления. Общая эволюция Амурского мегасвода характеризуется чередованием циклов конструктивного и деструктивного тектогенеза, режимов сжатия – растяжения при дифференцированном и колебательном характере нисходящих и восходящих тектонических движений. В периоды конструктивного тектогенеза происходило активное образование орогенных поясов, масштабное проявление кислого интрузивного магматизма (средний, поздний палеозой, юра – ранний мел, поздний мел на западе региона и палеоцен, олигоцен в Сихотэ-Алине), рост объемов континентальной коры при общей миграции фронта гранитообразования с запада на восток. Энергетической основой таких масштабных явлений могло быть только существование под Амурским мегасводом суперплюма, обеспечивающего периодическое поступление мощных газово-флюидных и магматических потоков тепло-массопереноса, разуплотнение литосферы и формирование автохтонных (*in situ*) и аллохтонных гранитоидов широкого генетического ряда (метасоматические, палингенно анатектические, метаморфогенные и др.), отражающих все многообразие процессов регионального метаморфизма и гранитообразования в фанерозое.

Литература

1. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток.: Дальнаука, 1993. Ч-1. 2. 321 с.
2. Ежов Б.В. Морфоструктуры центрального типа Азии. М.: Наука, 1986. 133 с.
3. Золотов. М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–33
4. Кольцевые структуры континентов Земли. Брюханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З. и др. М.: Недра, 1987. 185 с.
5. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск, 1999. 166 с.
6. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток.: Дальнаука, 2001. 335 с.
7. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР (по данным геолого-морфологического анализа // Объясн. зап. к карте МЦТ м-ба 1:10 000 000. Л. ВСЕГЕИ. 1978. 109 с.
8. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснит. записка к Тектон. карте м-ба 1:1500 000. Владивосток-Хабаровск, 2005. 264 с.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднемезозойский-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии. Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 132–141.

А.А. Гаврилов

МОРФОТЕКТОНИКА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ПРИЛЕГАЮЩИХ
ТЕРРИТОРИЙ

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Рельеф территории юга ДВ преимущественно низко- и среднегорный, равнинные пространства занимают не более 25–30 % ее площади. Максимальные высотные отметки отдельных вершин в пределах горных сооружений не превышают 2200–2400 м. График распределения высот рельефа по северной широте 50° от Восточного Забайкалья до острова Сахалин показывает существование отчетливо выраженной закономерности: области горных поднятий чередуются с межгорными впадинами, определяя общий волновой характер региональной гипсометрической кривой (рис. 1) В соответствии с ней, меняются мощности земной коры и размещение структурно-формационных зон, поясов кислого и базитового магматизма [1].

Крайнему западному экстремуму этой кривой соответствует Большехинганское горное сооружение, имеющее протяженность около 1500 км при средней ширине 450 км. В центре расположены Корейско-Охотский и Сихотэ-Алинский орогенные пояса. Северная часть Корейско-Охотской цепи горных сооружений обычно рассматривается как самостоятельный Хингано-Охотский ороген. На юге и в центральной части его ширина достигает 500–600 км, а на севере сокращается до 150 км при общей протяженности на территории российского ДВ 800 км. В отли-

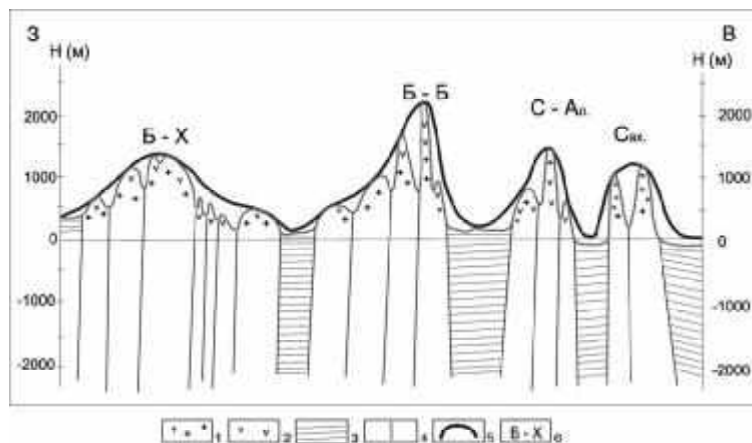


Рис. 1. Схематический гипсометрический профиль, проходящий через территорию юга ДВ по северной широте 50°. М-бы: горизонтальный – 1: 10 000 000, вертикальный – 1: 50 000.

1–2 – конформные геологические комплексы, играющие ведущую роль в формировании горных сооружений: 1 – гранитоиды, 2 – эффузивы среднего и кислого состава; 3- рыхлые отложения межгорных впадин; 4 – разломы, определяющие боковое строение сводовых, тектоно-магматических поднятий, а также заложение межгорных впадин и речных долин; 5 – генерализованная гипсометрическая кривая; 6 – буквы, обозначающие названия основных горных систем юга ДВ и прилегающих территорий: Б-Х – Большехинганская, К-Ох – Корейско-Охотская, С-Ал – Сихотэ-Алинская, Сах – Сахалинская.

чие от Хингано-Охотской системы поднятий, ширина Сихотэ-Алинского горного пояса не превышает 350 км при длине более 1400 км. С запада он ограничен системами Охото-Амурских и Уссури-Ханкайских впадин, сопряженных с зоной Уссури-Билякчанского трансрегионального глубинного разлома. К востоку от Сихотэ-Алиня расположены Западно- и Восточно-Сахалинские хребты, разделенные Породной грабеном и имеющие меридиональное простирание. При максимальных высотах 1300–1600 м и ширине от 20 до 80 км эти узкие хребты имеют протяженность более 900 км. Линии главных водоразделов Больше-Хинганской, Корейско-Охотской и Сихотэ-Алинской горных систем имеют общую северо-восточную ориентировку (20–30°), совпадающую с простиранием трансрегиональных и региональных магмоконтролирующих зон повышенной проницаемости литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Лишь северная часть Сихотэ-Алиня меняет свое простирание на меридиональное, в соответствии с главными структурными направлениями примыкающего грабена Татарского пролива и Сахалинского горста, которые задаются серией глубинных разломов (Лимурчанский, Срединный, Монеронский и др.). Выдержанность простираний и субпараллельность Больше-Хинганской, Корейско-Охотской, Сихотэ-Алинской и Сахалинской орогенных систем можно объяснить лишь относительной устойчивостью каркасной сети региональных разрывных нарушений территории юга ДВ в мезозое и в кайнозое.

Помимо последовательно - субпараллельного размещения горных систем и разделяющих их межгорных впадин, другой общей особенностью эндогенного рельефа юга ДВ являются: линейно-узловое, дискретное строение орогенных поясов с хорошо выраженной трансляционной симметрией размещения водораздельных узлов, которые характеризуются радиально-концентрическим рисунком орографических элементов и центробежной зональностью распределения высот. При этом участкам смыкания нескольких горных хребтов или водораздельным узлам, отличающимся максимальными для окружающей территории высотами рельефа соответствуют ядра магматогенных сводов и тектоно-магматических поднятий, выделяемых рядом исследователей по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным [1, 2, 3, 5, 6 и др.]. В соответствии с имеющимися материалами, тектоническую основу Больше-Хинганского, Корейско-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенов образуют сложно построенные ряды сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий - проекций магматических центров, связанных с глубинными разломами северо-восточного простирания [1].

Следующая закономерность морфотектонического строения региона заключается в том, что основные морфоструктуры (орогены и межгорные впадины) представляют собой элементы Амурского мегасвода центрального типа с сателлитным типом инфраструктуры. На внешнем концентре этой мега постройки располагаются Восточно-Забайкальский, Южно-Алданский и Сихотэ-Алинский пояса, а на внутреннем Больше-Хинганский и Корейско-Охотский (рис. 2).

Многие существующие модели формирования горных сооружений юга ДВ: геосинклинально-складчатая (работы Г.М. Власова, Г.И. Худякова, С.А. Салуна, и др.), блоково-изостатическая или неотектоническая (публикации Ю.Ф. Чемякова, Г.С. Ганешина, Г.Ф. Уфимцева, Ф.С. Онухова и др.), террейновая (труды Б.А. Натальина, Л.М. Парфенова, А.И. Ханчука и др.), горст-аккреционная (В.П. Уткин), — характеризующие разными механизмами регионального тектогенеза и оценками



Рис. 2. Карта генерализованной вершинной поверхности и основных морфоструктурных элементов внутреннего строения Амурского мегасвода [1] с учетом данных [2, 3, 5, 6].
1 – концентрические системы разломов. 2 – изогипсозаиты. 3–4 – вершинная поверхность со значениями высот: 3 – 500–1000 м, 4 – более 1000 м, 5 – береговая линия.

времени становления континентальной коры, не могут объяснить ни субпараллельность орогенных поясов и разделяющих их межгорных впадин, ни дискретно - трансляционное расположение основных поднятий и водораздельных узлов в их пределах, ни радиально концентрическую организацию орографических элементов на локальном и региональном уровнях. Очевидно, что тектоническую основу эндогенного рельефа территории образует не хаотическое коллизивно-аккреционное скопление блоков и пластин горных пород - террейнов, как это постулируется в новейших палеогеодинамических моделях, а совершенно другие, закономерно расположенные типы дислокаций.

По данным геофизических исследований максимальная мощность земной коры под горными сооружениями юга ДВ достигает 40–44, а литосферы 140–160 км. В межгорных впадинах эти значения существенно меньше, достигая значений (15–20 и 60 км, соответственно) [7]. На гравиметрических схемах и картах с орогенными системами юга ДВ связаны отрицательные аномалии силы тяжести, а впадинами и депрессиями – положительные. Отмечаемые различия строения земной коры и ли-

тосферы региона позволяют говорить о так называемых глубинных “корнях гор”. Имеющиеся материалы ГСЗ, сейсмо-гравитационного моделирования и магнитотеллурического зондирования [3, 7 и др.] указывают на связи орогенных сводов и тектоно-магматических поднятий с участками разуплотнения земной коры и верхней мантии (до глубин 60–70 км). Приведенные геофизические данные и отчетливая корреляция полей максимальных высот рельефа с ареалами гранитоидов, вулканитов кислого и среднего состава свидетельствуют о мантийно-коревой природе процессов орогенеза территории. Отмечается ведущая роль глубинных инъективных дислокаций и магматических центров позднемезозойско-раннекайнозойского возраста, которые образуют с региональными и трансрегиональными разломами единые геодинамические системы. В основе длительного и упорядоченного развития основных элементов морфоструктурного плана региона лежит периодическая активизация Амурского плюма и надплюмового мегасвода развивающегося как морфоструктура центрального типа глубинного заложения с палеозоя (каледонский и герцинский циклы) [2, 4] при чередовании этапов конструктивного и деструктивного тектогенеза. Влияние складчато-блоковых и блоковых дислокаций орогенного (K_2) и неотектонического ($N_{1,2}-Q$) этапов тектогенеза на процессы эндогенного рельефообразования отражается лишь на локальном уровне. В то же время, горные хребты региона имеют двойственное, эндогенно-экзогенное происхождение, представляя собой продукт длительного эрозионно-денудационного расчленения и частичной неотектонической трансформации позднемезозойских орогенных сводов и поднятий, развивающихся дифференцированно, но в целом унаследовано.

Литература

1. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток: Дальнаука, 1993. Ч. 1. 2. 321 с.
2. Золотов. М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–33
3. Романовский Н. П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск, 1999. 166 с.
4. Сахно В. Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
5. Середин В.В.Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987. 181 с.
6. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР (по данным геолого-морфологического анализа. Объясн. зап. к карте МЦТ м-ба 1:10 000 000. Л. ВСЕГЕИ, 1978. 109 с.
7. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснит. записка к Тектон. карте м-ба 1:1500 000. Владивосток–Хабаровск, 2005. 264 с.

**Н.А. Горячев, Б.Ф. Палымский, В.М. Кузнецов, А.Н. Петров,
А.Д. Чехов, В.Г. Шахтыров**

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан

За последние десятилетия получены новые данные по геологическому строению и глубинной структуре Северо-Востока Азии, проведены съемочные и поисково-разведочные работы, геофизические, геохимические, дистанционные, тематические исследования. Эти материалы нередко принципиально отличаются от предшествующих, что обусловило необходимость создания Тектонической карты Северо-Востока нового поколения, составление которой начато в 2008 г. в СВКНИИ ДВО РАН [2]. Рассматриваемая территория служит прекрасным полигоном для возникновения и проверки новых тектонических гипотез. К числу перспективных направлений творческой тектонической мысли (в том числе развиваемых авторами-составителями карты) относятся: представления Н.А. Горячева [1] о существовании на Северо-Востоке Азии обширной системы разнородных орогенных поясов; концепция А.Д. Чехова [6] о принадлежности северо-восточного региона, начиная с рифея, к особому самостоятельному типу земной коры, названному “окраинноморским”; поддерживаемая В.М. Кузнецовым [3] идея о формировании Верхояно-Чукотской области под влиянием глубинного мантийного диапира в районе Алазейского поднятия; представления, разделяемые В.Г. Шахтыровым [7], об образовании раздвиговых структур вдоль окраины Арктического бассейна, и др. Естественно, внимательного рассмотрения с учетом новых данных заслуживают постулаты “плитовой” или “террейновой” тектоники. Возможности современных геоинформационных технологий позволяют осуществлять многовариантные построения, с целью проверки этих и других концепций.

Идеологическая позиция составляемой карты будет во многом субъективной без полноценной структурно-вещественной основы, поэтому на первой стадии создается “фактологическая” часть карты, отражающая все современные данные по геологическому строению территории, но не испытывающая на себе влияния существующих тектонических теорий и гипотез. Она включает три главных составляющих – структурный каркас (геологические границы, особенно - разломы), вещественное наполнение (сведения о формациях и формационных комплексах) и его внутреннюю организацию. Предварительная разбраковка дизъюнктивов показывает, что для мелкомасштабной Тектонической карты основными являются глубинные разломы и сопряженные с ними региональные разрывы. Они образуют системы разломов, различающиеся морфологией, кинематикой, временем заложения и генетической природой – показателями, которые далеко не всегда отображаются на тектонических картах. Например, глубинные разломы Яно-Колымской системы в западной части территории имеют северо-западную ориентировку, палеозойский (?) возраст заложения, конседиментационную природу, магмо- и рудоконтролирующий характер. Сбросовая кинематика разломов на момент заложения в орогенный (коллизийный) этап трансформируется в надвиги, шарьяжи, сдвиги. Рассматриваемые разломы расчленяют Яно-Колымскую систему на ряд “устоявшихся” структурных единиц – Вер-

хне-Индигорский и Иньяли-Дебинский синклинии, Аян-Юрхский и Нерский антиклинории, Охотский тектонический блок и Омупевское горст-антиклинальное поднятие. Северо-западное и субширотное простирание имеют глубинные разломы Чукотской системы. Отдельную категорию составляют системы северо-восточных разломов Омолонского блока; они заложены в раннем палеозое, проявились в позднем палеозое и мезозое как конседиментационные, однако в позднем мезозое в значительной степени переработаны и рассечены разломами северо-западной (Яно-Колымской) ориентировки.

Сложная разноориентированная система разломов связана с заложением и развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Преобладают разрывы северо-восточного простирания, меняющие направление на отдельных отрезках на субширотное. Во внешней и внутренней зонах пояса магмоконтролирующие разломы дискордантны его общей ориентировке и кинематически соподчинены “допоясовым” структурам Яно-Колымской, Чукотской и Удско-Мургальской систем. Субмеридиональные разрывы внешней перивулканической зоны нередко описываются как зоны “тектонно-магматической активизации”. На юге территории вдоль северного побережья Охотского моря преобладают субширотные зоны разломов, определяющие положение цепочек кайнозойских угленосных впадин. Специфичны также системы разломов Корьяско-Камчатского региона; здесь широко развиты продольные большеамплитудные надвиги и шарьяжи с падением сместителей в сторону океана, поперечные разломные зоны скрытого характера, а также новейшие крутопадающие сбросы и сдвиги, контролирующие поля вулканитов, серии даек, кайнозойские депрессии.

Сведения о вещественном составе картографируемых тектонических единиц наиболее полно отражены в геологических формациях и их совокупностях. Среди осадочных формаций распространены группы флишевых, молассовых, микситовых, карбонатных, терригенно-кремнистых и глинистых [4]; разнообразны по составу представители вулканических и плутонических формаций (от ультрамафических до ультрасалических). Дорифейские метаморфические формации, преобразованные в рамках гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, известны преимущественно в пределах тектонических блоков выхода фундамента орогенных систем и палеозойских поднятий. Картографическое выражение геологических формаций в связи с мелким масштабом карты затруднено, поэтому они объединены в закономерные формационные комплексы, каждый из которых отражает определенный этап становления тектонических структур и часто отделен от сопряженных комплексов поверхностью несогласия. В фанерозойском цикле (исключая неоген-четвертичные образования) насчитывается семь этапов: рифей-вендский; раннепалеозойский; среднепалеозойский; позднепалеозойский-раннемезозойский; поздне триасовый-среднеюрский; позднеюрский-раннемеловой (до альба); меловой.

Рифей-вендский этап известен в пределах Омолонского и Охотского тектонических блоков, проявился в образовании пестроцветного карбонатно-терригенного формационного комплекса общей мощностью 3–3.5 тыс. м. Раннепалеозойский этап наиболее полно выражен на Омупевском поднятии. Здесь в ордовике-силуре сформировался мощный (4–11 тыс. м.) существенно карбонатный комплекс (формации известняков, доломитов, реже присутствуют терригенные породы). Значительно меньшую мощность (1–2 тыс. м.) имеет пестроцветный известняково-доломитовый комплекс Омолонского блока. Резко отличается по набору формаций ордовикский комп-

лексе Удско-Мургальской системы (Центрально-Тайгоносский район), представленный карбонатно-кремнистыми отложениями общей мощностью около 2 тыс. м, и Аянского района Охотского блока, где развиты преимущественно карбонатные толщи. Специфичен среднепалеозойский (D_2-C_1) этап; в центральных частях Омолонского и Охотского блоков он выражен комплексом континентальных вулканитов кислого-среднего состава с пачками терригенных пород, мощностью 1.2–4 тыс. м. В крайних зонах, где его мощность достигает 10 тыс. м, появляются пласты и пачки известняков, доломитов, кремнистых сланцев и аргиллитов. Комплекс обычно залегает на подстилающих с угловым и структурным несогласием и включает многочисленные внутриформационные перерывы. На Омулеском поднятии в этот период формируется преимущественно терригенно-карбонатный комплекс с включением пластов основных туфов и диабазов, общей мощностью 2–5 тыс. м. Широко проявился позднепалеозойский - раннемезозойский (C_2-T_2) этап, примерно отвечающий известному верхоянскому комплексу и представленный мощными (7.5–15 тыс. м) терригенными, терригенно-глинистыми, местами терригенно-карбонатными толщами. В структурах Яно-Колымской системы (Верхне-Индибирский, Арmano-Вилигинский, Иньяли-Дебинский синклиналии, Аян-Юрхский и Буюндино-Балыгычанский антиклиналии) в нижней части комплекса преобладают глинисто-сланцевые (аспидно-сланцевые) формации, в верхней – флишеидные и аргиллитовые (глинисто-сланцевые), в средней они расслаиваются маркирующим горизонтом диамиктитов. На Омулеском поднятии продолжается формирование мощного девон-пермского карбонатно-кремнистого комплекса. На Омолонском блоке накапливается маломощная (0.2–1 км) тонкотерригенная толща с характерными пачками битуминозных известняков и редкими пластами базальтов и туфов основного состава. В пределах Удско-Мургальской системы преобладают терригенные породы, переслаивающиеся в верхней части с базальтами и их туфами.

В основании позднетриасового-среднеюрского терригенного комплекса (синхронного верхней части верхоянского комплекса) локально залегает горизонт (500–4000 м) вулканомиктовых песчаников, гравелитов, туффитов и туфов основного и среднего состава, реже алевролитов, сланцев (граувакковая формация). Выше по разрезу – толща мелкозернистых песчаников, алевролитов, сланцев (флишевая формация); в самой верхней части преобладают глинистые сланцы. На Омолонском блоке присутствуют также прослои конгломератов, туффитов, известняков и специфических высоко основных вулканитов; в Удско-Мургальской системе в это время продолжается формирование мощной (до 15 км) толщи формации “зеленых туфов”.

Структурным несогласием в своем основании фиксируется позднеюрско-раннемеловой этап формирования Олойского, Уяндина-Ясачненского вулканогенных поясов и накопления молассовых толщ, завершающих развитие Верхояно-Колымской области. В Чукотской системе и на Омолонском блоке шпировая (нижнемолассовая) формация (2–3 тыс. м) выполняет серию крупных межгорных впадин. Пачки терригенных пород включают линзы известняков, покровы базальтов, андезитов и их туфов, реже вулканитов кислого состава. Более молодой (аптский) возраст имеет угленосная моласса Балыгычано-Сугойского прогиба (омсукчанская серия, 4–5 тыс. м); в ее основании терригенные породы содержат пласты и пачки трахибазальтов, калиевых риолитов. Близкое строение имеет верхний молассовый комплекс в межгорных впадинах Омолонского блока и Чукотской системы (200–1400 м), начина-

ющийся контрастно чередующимися трахибазальтами, трахитами, риолитами, их туфами и завершающийся угленосными образованиями. Особое место занимает мощный осадочно-вулканогенный комплекс Илль-Тасской зоны Омудевского поднятия (до 10 тыс. м). В основании его залегают чередующиеся терригенные и кремнистые породы с пластами трахибазальтов, сверху – флишоидно переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, с прослоями углей.

Завершается мезозойская история Северо-Востока формированием вулканогенного комплекса Охотско-Чукотского пояса. Комплекс имеет цикличное строение и включает три вулканических серии (охотская – ранний-поздний мел, эвенская – поздний мел, янская – мел-палеоген). Каждая из серий начинается вулканогенно-осадочной молассой, достигающей наибольшей мощности (до 1.5 тыс. м) в основании охотской серии. Вулканогенная составляющая охотской серии представлена андезитовой и риодацитовой формациями, эвенской – формациями дупироксеновых андезитов и риолитовой, янской – платобазальтовой или контрастной базальт-риолитовой.

Важным элементом структурно-вещественной основы тектонической карты является отображение морфологии складчатых структур. Для этой цели предлагается изображать не только оси крупных складок, как принято на традиционных структурных и тектонических картах, но и линии простирания, согласующиеся с элементами залегания слоистости. Карта, дополненная такими элементами, становится более наглядной и выразительной. Как показали исследования А.Н. Петрова [5], эти линии обладают теми же свойствами, что и естественные стратиграфические границы и, таким образом, могут рассматриваться как предмет анализа, позволяющего делать обоснованные выводы о последовательности, направленности и интенсивности тектонических движений.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Горячев А.Н., Бяков А.С., Бялобжеский С.Г., Ведерников И.Л., Жуланова И.Л., Палымский Б.Ф., Петров А.Н., Русакова Т.Б., Чехов А.Д., Шахтыров В.Г. Новая тектоническая карта Северо-Востока Азии: принципы построения, проблемы, перспективы. Чтения памяти акад. К.В. Симакова. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. С. 81–82
3. Кузнецов В.М. К проблеме формирования структуры Верхояно-Чукотской складчатой области // Геология и тектоника платформ и складчатых областей Северо-Востока Азии. Якутск, 1999. С. 94–98
4. Палымский Б.Ф. Геологические формации Северо-Востока России. Автореф. дисс. докт. г.-м. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 50 с.
5. Петров А.Н. Геометрические модели слоистых тел и картирование сложнорасчлененных толщ путем интерполяции элементов залегания. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 60 с.
6. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Научный мир, 2000. 204 с.
7. Шахтыров В.Г. Сфеноазмы в мезозоидях Северо-Востока Азии и геотектоническая позиция гранитоидного магматизма и золотого оруденения // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тр. Всеросс. Совещания. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 68–76.

В.М. Гранник

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ХОККАЙДО-САХАЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ
ОБЛАСТИ**

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Континентальная земная кора на большей части обрамления северо-западного сектора Тихого океана, включая Сахалин и Хоккайдо, была сформирована в ларамийскую фазу интенсивного сжатия (поздний мел-палеоген) [1]. Ларамийские складчатые сооружения Сахалина, Хоккайдо и дна прилегающих акваторий начиная с палеоцена подверглись деструкции. В результате этих событий в конце мезозоя и в кайнозое на отмеченных территориях и акваториях были сформированы два структурных этажа [2]. Нижний этаж включает интенсивно дислоцированные палеозойские, мезозойские и датские океанские, окраинно-морские и островодужные образования, слагающие фрагменты структурных элементов раннемеловой и позднемеловой-палеогеновой континентальных тихоокеанских окраин Азии. Верхний этаж объединяет менее дислоцированные окраинно-морские и континентальные палеоценовые-четвертичные рифтовые, синсдвиговые и пострифтовые угленосные и нефтегазоносные отложения, а также вулканические и интрузивные образования сопряженных с рифтами и сдвигами вулканоплутонических поясов и локальных вулканических полей.

Сахалин и Японские острова длительное время были частью восточной континентальной окраины Азии и развивались в составе континентальных тихоокеанских окраин этого континента. Отделились они от Азиатского континента в неогене в связи с раскрытием Японского моря и Татарского пролива. Выполненное автором сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо показало правоту объединения их структурных элементов в единую Хоккайдо-Сахалинскую складчатую область [2]. Хоккайдо-Сахалинская складчатая область включает ларамийские складчатые системы, тектонические пояса, субдукционные сутуры (швы), микроконтиненты, океанские плато Сахалина, Хоккайдо и дна прилегающих акваторий, перекрытые кайнозойскими отложениями [2–4].

Крайним западным элементом Хоккайдо-Сахалинской складчатой области является террейн Осима (Ошима), слагающий западную часть острова Хоккайдо. Этот террейн является фрагментом юрско-раннемеловой аккреционной призмы, сложенной аркозовыми турбидитами и терригенными меланжами с блоками известняков, яшм, базальтов, кремнистых алевролитов позднекарбонového-триасового возраста, прорванными раннемеловыми гранитоидами и перекрытыми миоцен-плиоценовыми и четвертичными вулканитами дуги Тохоку-Хонсю. Террейн Осима служит продолжением полосы юрских-раннемеловых аккреционных комплексов, широко развитых в Северо-Восточной и Юго-Западной Японии, а также в Сихотэ-Алине и других районах восточной Азии. На Сахалине аккреционных образований этого возраста не обнаружено. На остальной части острова Хоккайдо выделяется шесть тектонических поясов (с запада на восток): Сорачи-Иезо, Идоннаппу, Хидака, Юбетсу, Токоро, Немуро и две субдукционные сутуры или палеозоны: Камуикотан и Токоро, которые достаточно надежно сопоставляются со структурными элементами Сахалина. В складчато-блоковом и покровно-надвиговом геологическом строении о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены: Западно-Сахалин-

кая и Восточно-Сахалинская складчатые системы, Центрально Сахалинская и Охотоморская субдукционные сuture (швы древних палеозон субдукции), Поронайский и Охотоморский микроконтиненты [2].

Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский террейн, сложенный меловыми отложениями преддугового прогиба и окраинного моря, и Ребун-Монеронский террейн, являющийся фрагментом раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД (вулканической островной дуги), сложенным переслаивающимися лавопирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями. На Хоккайдо ее продолжением является тектонический пояс Сорачи-Иезо, который включает террейны Ребун-Кабато (фрагмент Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД), баррем-палеоценового преддугового прогиба Иезо, мелового окраинного моря и юрского-раннемелового океанского плато Сорачи. Охарактеризованные структурные элементы с востока ограничены соответственно субдукционными сuture Центрально-Сахалинской и Камуикотан. Центрально-Сахалинская субдукционная сuture представлена зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65–70 км, ограниченной глубинными разломами. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки и террейны триасовых–раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты и более мелкие их фрагменты, перекрытые окраинно-морскими образованиями, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвальными оползневными отложениями. В ее строении принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-раннемеловой океанской плиты, установленные по гравиметрическим данным. Субдукционная сuture Камуикотан сложена серпентинитовым меланжем с жадеит-глаукофановым типом метаморфизма высокого давления и низкой температуры. Обе субдукционные палеозоны в альб–сеноманское время были заблокированы соответственно Поронайским микроконтинентом и океанским плато Сорачи.

Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов аккреционных призм, восточной зоны террейнов аккреционно-коллизийных комплексов, террейнов Охотоморской субдукционной сuture и террейна океанской плиты. Перечисленные террейны перекрыты кайнозойскими отложениями, залегающими с размывом и структурным несогласием. Вальзинский, Гомонский, Набильский, Тонино-Анивский террейны Восточно-Сахалинского составного террейна западной зоны являются фрагментами апт-сеноманской или альб-сеноманской аккреционных призм когерентного и хаотического строения, перекрытыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями с турбидитами, олистостромами и зонами серпентинитового меланжа. Вальзинский террейн является фрагментом интенсивно дислоцированной и метаморфизованной аккреционной призмы, покровно перекрывшим Поронайский микроконтинент. Он состоит из Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков или субтеррейнов, имеющих внутреннее чешуйчатое строение. Блоки сложены юрскими-позднемеловыми вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и терригенными породами, метаморфизованными в пренил-пумпелиитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях средних давлений. В основании тектонических пластин встречаются блоки пород, метаморфизованных в глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений. Гомонский террейн является фрагментом аккреционной призмы и глубоководного желоба, сложенным раннемеловыми и альб-сеноманскими кремнистыми, карбонатными, вулканогенными и терригенными отложениями и олистостромами, в том числе и меланжирован-

ными, которые перекрыты верхнемеловыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями. Набильский террейн является фрагментом аккреционной призмы преимущественно хаотического строения, сложенным юрскими-меловыми отложениями с преобладанием в составе брекчий, грейнитов и олистостром, перекрытыми позднемеловыми-палеогеновыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими образованиями. Тонино-Анивский террейн отделен от Озерско-Свободненского террейна субширотнo ориентированным пакетом надвиговых пластин и покровов шириной 5–8 км (Вавайский меланж). Он включает юрско-раннемеловую кремнисто-вулканогенно-терригенную скальную толщу (900–950 м), апт-сеноманскую аккреционную призму, сложенную олистостромами, турбидитами и тектоническими меланжами с чешуйчато-надвиговыми дислокациями (утеснинская толща, более 1000 м), турон-маастрихтскую евстафиевскую свиту с пачками флишеидно переслаивающихся кемнисто-терригенных пород и флиша (2600 м). Охарактеризованные отложения перекрыты залегающей несогласно с размывом ниже-среднемиоценовой туфогенно-терригенной угленосной верхнедуйской свитой (450 м) [5]. Шмидтовский, Рымникский, Терпеньевский террейны восточной зоны являются фрагментами позднемеловых-палеогеновых аккреционно-коллизийных комплексов, состоящих из серий надвиговых пластин, включающих образования раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской (фрагмент мыса Марии) и позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужных систем, а также позднеюрской-раннемеловой Шельтингской или Восточного Сахалина энсиматической ВОД. Северо-Набильский и Озерско-Свободненский террейны являются перемещенными в центральную часть Сахалина фрагментами Охотоморской субдукционной сутуры. Озерско-Свободненский террейн состоит из крупноблокового меланжа, включающего различно ориентированные блоки пермско-сеноманской океанской коры, кампан-раннеэоценовой аккреционной призмы, отложений позднемелового-палеоэоценового окраинного моря. Северо-Набильский террейн включает юрский-нижнемеловой вулканогенно-кремнистый океанский комплекс, перекрытый альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями (грейнитами, дресвяными брекчиями, олистостромами), осложненными Набильской зоной крупноблокового серпентинитового меланжа. Тюлений террейн установлен по данным драгирования и предположительно является фрагментом океанской плиты, перекрытым аккреционно-коллизийными комплексами [2]. На Хоккайдо продолжением Восточно-Сахалинской складчатой системы являются тектонические пояса Хидака и Юбетсу. Тектонический пояс или террейн Хидака сложен турбидитами, базальтами и меланжем позднемелового аккреционного комплекса. Пояс включает фрагмент земной коры островной дуги, породы которой метаморфизованы вплоть до гранулитовой фации. В верхней части он перекрыт меловыми-палеогеновыми преддуговыми отложениями. Пояс или террейн Юбетсу сложен кампан-эоценовыми турбидитами, перекрытыми пакетом надвиговых пластин, сложенных гемипелагическими красными сланцами переслаивающимися с черными сланцами. Озерско-Свободненский и Хидака террейны с запада ограничены соответственно Мерейской и Идоннаппу шовными сдвиговыми зонами с левосдвиговыми (ранними) и правосдвиговыми (поздними) деформациями. С востока охарактеризованные структурные элементы ограничены Охотоморской и Токоро субдукционными сутурами [2]. Крайнее восточное положение на Хоккайдо занимает тектонический пояс или террейн Немуро, сложенный кампан-эоценовыми флишевыми отложениями преддугового прогиба и вулканогенными

образованиями поздне меловой-палеогеновой Палеокурильской [3, 4] или Малокурильской [2] ВОД, являющейся продолжением Восточно-Сахалинской ВОД. Следует отметить, что поздне меловые-палеогеновые образования Восточно-Сахалинской ВОД и преддугового прогиба расположены к западу от Охотоморской сутуры (палеозоны субдукции), а одновозрастные и идентичные по происхождению образования пояса Немуро расположены к востоку от ее предполагаемого продолжения на Хоккайдо. Это можно объяснить лишь тем, что Охотоморская субдукционная палеозона в позднем мелу-палеогене погружалась в западном направлении под Поронайский микроконтинент, на восточном крае которого формировались задуговые, преддуговые и вулканогенные комплексы Восточно-Сахалинской ВОД [2]. Субдукционная палеозона Токоро погружалась в северном направлении под Охотоморский микроконтинент, на юго-юго-восточном крае которого формировались преддуговые и вулканогенные комплексы Палеокурильской (Малокурильской) ВОД. Подобные реконструкции для Хоккайдо были выполнены японскими исследователями [3, 4].

Кайнозойские отложения Хоккайдо-Сахалинской складчатой области представлены образованиями южного фланга Курильской ВОД и северного фланга Тохоку-Хонсю ВОД, а также накоплениями рифтовых и пострифтовых осадочных бассейнов, осложняющих их многочисленными прогибами, рифтовых и синсдвиговых вулканоплутонических поясов и локальных проявлений магматизма в вулканической и интрузивной форме.

Структурные элементы Хоккайдо-Сахалинской складчатой области сформировались в процессе развития раннемеловой, поздне меловой-палеогеновой и кайнозойской континентальных окраин, которое сопровождалось проявлением насубдукционного магматизма и субдукционного метаморфизма пород, формированием преддуговых прогибов и задуговых впадин, аккреционных призм и аккреционно-коллизийных комплексов, а в кайнозое, кроме того, - деструкцией в задуговых областях континентальной земной коры, зарождением и развитием, рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтовых и синсдвиговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма. Все ранее образовавшиеся разрывные нарушения в этот период были трансформированы в правые сдвиги, взбросо-надвиги, сбросы и взбросы со сдвиговой компонентой, которые вызвали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложнили ларамийские структурные элементы. Проявление интенсивного сжатия в предсреднемиоценовое (алеутская фаза) и плиоцен-четвертичное (сахалинская фаза) время положили начало формированию альпийской Хоккайдо-Сахалинской складчатой области, которое продолжается в настоящее время совместно с развитием структурных элементов дна прилегающих акваторий, Курило-Камчатской и Тохоку-Хонсю островодужных систем [2].

Литература

1. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1:2500000 / Отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М., 2000. 193 с.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Geology of Hokkaido and geological resources / geoenvironment. Geological survey of Hokkaido, 1992. 23 p.
4. Kimura G. Cretaceous episodic growth of the Japanese Islands // The Island Arc, 1997. V. 6. P. 52-68.
5. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2004. 192 с.

В.М. Гранник

**РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФОРМИРОВАНИЯ
МЕЗОЗОЙСКИХ И РАННЕКАЙНОЗОЙСКИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД
САХАЛИНА**

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Геодинамические обстановки формирования изверженных пород Сахалина автором рассмотрены в многочисленных статьях и монографиях [1]. Для их реконструкции привлекались геологические (структурно-вещественные комплексы тектонических элементов континентальных окраин и их латеральные ряды), петрохимические, геохимические (в основном, результаты количественных определений элементов группы железа) данные и факторная диаграмма Дж.А. Пирса [2] для определения геодинамических обстановок формирования базальтов. Для изверженных пород Сахалина были установлены океанская, окраинно-морская, островодужная и континентальная рифтовая обстановки формирования, что в общем соответствовало реальным обстановкам их формирования. Однако, в ряде случаев для некоторых районов геодинамическая обстановка формирования изверженных пород по имеющимся данным не смогла быть установлена однозначно, что сопровождалось соответствующими пояснениями. Кроме того, оказалось, что примененная автором факторная диаграмма Дж.А. Пирса [2] обладает большой эмпирической ошибкой (около 30 %) распознавания тектонической позиции базальтов. Более того, на этой диаграмме более 70 % фигуративных точек таких внутриплитных базальтов как траппы и около 22 % базальтов континентальных рифтов попадают в поле островодужной ассоциации [3]. Проверка факторных диаграмм, разработанных С.Д. Великославинским и В.А. Глебовицким [3], показала, что на этих факторных диаграммах фигуративные точки составов базальтов континентальных рифтов и траппов, а также океанских спрединговых базальтов и базальтов океанских островов занимают одни и тех же поля. То есть, прежде чем применять эти диаграммы необходимо установить принадлежность базальтов к континентальному или океанскому типу. В свое время, попытка разделить вулканы, занимающие различное тектоническое положение, была предпринята В. Готтини [4]. На разработанной им диаграмме отчетливо разделялись высокоглиноземистые базальты Японии и типичные толеиты и щелочные базальты Гавайских островов. Фактически эта диаграмма позволяла определить положение андезитовой линии, разделяющей базальты океана и континента. Позже Б.Н. Пискунов [5] разработал очень удобную для вычислений диаграмму, на которой довольно надежно разделялись не только базальты, но и все дифференциаты серий континентальных и океанских изверженных пород. Используя эти две диаграммы [3, 5] автору удалось уточнить геодинамические обстановки формирования мезозойских и раннекайнозойских изверженных пород Сахалина. Изложению полученных результатов посвящено настоящее сообщение.

В складчато-блоковом и покровно-надвиговом геологическом строении о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены: Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, Центрально-Сахалинская и Охотоморская субдукционные сuture или палеозоны, Поронайский и Охотоморский микроконтиненты [1]. Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский и Ребун-Монеронский террейны, перекрытые залегающими с размывом кай-

нозойскими отложениями. Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов (Тонино-Анивский, Вальзинский, Гомонский Набильский) апт-сеноманских и альб-сеноманских аккреционных призм, восточной зоны террейнов (Шмидтовский, Рымникский, Терпеньеvский) аккреционно-коллизиионных комплексов, террейнов Охотоморской субдукционной сутуры (восточная часть Шмидтовского, Озерско-Свободненский и Северо-Набильский) и Тюленева террейна океанской плиты. Перечисленные террейны перекрыты кайнозойскими отложениями, залегающими с размывом и структурным несогласием.

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура представлена зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65–70 км, ограниченной глубинными разломами. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки и террейны триасовых–раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты и более мелкие их фрагменты, перекрытые окраинно-морскими образованиями, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвально-оползневыми отложениями. В ее строении принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-раннемеловой океанской плиты, установленные по гравиметрическим данным. Поронайский микроконтинент (не менее 200–250×150–200 км) заблокировал эту зону субдукции в конце раннего мела. Охотоморская субдукционная сутура представлена мощной зоной серпентинитового меланжа, содержащего полный набор пород офиолитовой ассоциации. Охотоморская субдукционная зона была заблокирована в позднемеловое-палеогеновое время одноименным микроконтинентом. Для перечисленных выше террейнов Восточно-Сахалинской складчатой системы и субдукционных сутур были уточнены геодинамические обстановки формирования изверженных пород.

Тонино-Анивский террейн сложен юрско-раннемеловой кремнисто-вулканогенной внизу и вулканогенно-терригенной сверху скальной толщей, апт-сеноманской аккреционной призмой и турон-маастрихтской евстафиевской свитой, сложенной внизу флишоидно переслаивающимися алевритами и песчаниками, а сверху – флишем. Установлено, что в составе этого террейна резко преобладают океанские базальты, сформировавшиеся преимущественно в зонах спрединга (MORB), реже – в обстановке океанских островов (WPB). В двух случаях установлена принадлежность раннемеловых базальтов к океанским островодужным или окраинно-морским породам (IAB). Единичные образцы с континентальным петрохимическим составом представлены диоритом, габбро-диоритом и дацитом.

Вальзинский террейн является фрагментом интенсивно дислоцированной и метаморфизованной аккреционной призмы, покровно перекрывшим Поронайский микроконтинент. Он состоит из Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков или субтеррейнов, имеющих внутреннее чешуйчатое строение. Блоки сложены юрскими-позднемеловыми вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и терригенными породами, метаморфизованными в пренит-пумпелиитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях средних давлений. В основании тектонических пластин встречаются блоки пород, метаморфизованных в глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений. Установлено, что в составе Вальзинского террейна при преобладании океанских изверженных пород в достаточном количестве присутствуют и континентальные изверженные породы. В Абрамовском блоке резко преобладают базальты, сформировавшиеся в спрединговых зонах (MORB), в подчиненном количестве присутствуют внутриплитные базальты океанских островов (WPB) и океанские окраинно-

морские или островодужные породы (IAB). В то же время, в Витницком и Тундровском блоках резко преобладают базальты, сформировавшиеся в обстановке океанских островов (WPB), и исключительно редко встречаются спрединговые базальты (MORB). Установлено так же, что континентальные базальты в основном обладают петрохимическими особенностями, присущими островодужным породам.

Гомонский террейн (фрагмент аккреционной призмы) сложен ранне-поздне-меловыми карбонатно-вулканогенно-кремнистыми и терригенными комплексами. Изверженные породы залегают в виде потоков пиллоу-лав, миндалекаменных спилитов, диабазов и гиалокластитов, переслаивающихся с сургучно-красными и серыми яшмами, радиоляритами, аргиллитами и алевролитами. Но чаще они присутствуют в виде олистоплаков, олистолитов, блоков, глыб и обломков ультраосновных, основных изверженных пород и разнообразных кремнистых пород и известняков. Установлено, что в составе Гомонского террейна преобладают океанские изверженные породы, при этом базальты сформировались в обстановке океанских островов (WPB), в спрединговых зонах (MORB) и реже в океанской окраинно-морской и островодужной обстановках (IAB). Среди континентальных пород среднего и кислого состава, присутствующих в подчиненном количестве, в двух случаях встречены островодужные базальты.

Набильский террейн (фрагмент аккреционной призмы) включает кремнистый (юра-ранний мел), кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенный (поздняя юра-альб-сеноман), кремнисто-вулканогенно-терригенный микститовый (альб-сеноман-палеоген), вулканогенно-кремнисто-терригенный (альб-поздний мел), терригенный песчаниково-алевролитовый (поздний мел-палеоген), кремнисто-вулканогенно-терригенный (поздний мел-палеоген) комплексы. Установлено, что в составе Набильского террейна преобладают океанские изверженные породы, при этом базальты сформировались преимущественно в спрединговых зонах (MORB), реже – во внутриплитных обстановках океанских островов (WPB) и в единичных случаях – в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (IAB). Континентальные базальты имеют островодужный петрохимический состав.

Терпеньеvский, Рымникский и Шмидтовский террейны аккреционно-коллизийных комплексов включают фрагменты Восточно-Сахалинской островодужной системы: Сахалинского окраинного моря, Восточно-Сахалинской вулканической островной дуги (ВОД), преддугового прогиба и глубоководного желоба. Кроме того, Терпеньеvский террейн включает фрагменты юрской-раннемеловой Шельтингской ВОД, а Шмидтовский – фрагмент раннемеловой островной дуги, принадлежащий Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОД [1], базальты юрской-раннемеловой орлинской толщи и Восточно-Шмидтовского хребта. Установлено, что в составе поздне-меловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской ВОД и раннемеловой ВОД мыса Марии преобладают континентальные изверженные породы, при этом базальты имеют петрохимический состав типичный для островодужных пород. Весьма неожиданным результатом является то, что островодужные андезитобазальты, андезиты и трахиты этой ВОД и раннемеловой ВОД мыса Марии, сформировавшиеся в подводной обстановке в Восточно-Сахалинских горах и на п-ве Шмидта, имеют океанский петрохимический состав. Кроме того, единичный анализ раннемелового базальта мыса Марии показал, что эта изверженная порода сформировалась в океанской островодужной или окраинно-морской обстановке (IAB). Установлено, что среди изверженных пород поздне-мелового-палеогенового Сахалинского окра-

инного моря преобладают океанские породы, при этом базальты сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановке океанских островов (WPB) и океанского окраинного моря или островной дуги (IAB). В то же время, континентальные базальты Сахалинского окраинного моря имеют островодужный петрохимический состав. Базальты орлинской толщи, как и базальты надвиговых пластин Восточно-Шмидтовского хребта, сформировались преимущественно в спрединговых зонах (MORB) и в единичных случаях – в обстановке океанских островов (WPB).

Центрально-Сахалинская субдукционная сутура включает Сусунайский, Таулан-Армуданский и Хановско-Краснотымовский террейны, испытавшее субдукционное погружение и полный или частичный динамометаморфизм слагающих их пород. Сусунайский террейн сложен позднепермскими-раннемеловыми вулканогенно-кремнисто-терригенными породами, метаморфизованными в условиях низкотемпературных зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций средних давлений, и глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений и низких температур. Таулан-Армуданский террейн сложен юрскими-сеноманскими кремнеисто-вулканогенно-терригенными комплексами с горизонтами олистостром. Хановско-Краснотымовский террейн сложен триасовыми, юрскими-позднемеловыми терригенно-вулканогенно-кремнистыми и метатерригенными комплексами. Охотоморская субдукционная сутура представлена восточной частью Шмидтовского (офиолитовая ассоциация), Озерско-Свободненским и Северо-Набильским террейнами. Озерско-Свободненский террейн представляет собой крупноблоковый меланж, состоящий из фрагментов океанской плиты позднепермского-альбского возраста, пластин апт-сеноманских субаркозовых турбидитов и блоков верхнемеловых-нижнепалеогеновых терригенных пород, сцементированных серпентинитовым или терригенным меланжем. Северо-Набильский террейн сожен юрским-нижнемеловым вулканогенно-кремнистым океанским комплексом, перекрытым альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями и включает Набильскую зону серпентинитового меланжа. Установлено, что изверженные породы перечисленных террейнов представлены резко преобладающими океанскими сериями пород, базальты которых сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановках океанских островов (WPB) и, очень редко, в океанской окраинно-морской или островодужной обстановках (IAB). Базальты континентальных серий обладают петрохимическим составом островодужных и реже континентальных рифтовых пород.

Полученные данные позволили уточнить гетерогенные обстановки формирования изверженных пород и восстановить новые интересные особенности формирования геологической структуры Сахалина.

Литература

1. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
2. Pearce J.A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // *J. Petrology*, 1976. V. 17, N 3. P. 33–53.
3. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // *Докл. РАН*, 2005. Т. 401, № 2. С. 213–216.
4. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. Метод пересчета. М.: Мир, 1975. 288 с.
5. Пискунов Б.Н. Петрохимическая граница Тихого океана // *Докл. АН СССР*, 1977. Т. 236, № 6. С. 1446–1448.

**В.А. Гурьянов¹, А.Н. Диденко^{1,2}, А.Н. Пересторонин¹,
А.Ю. Песков¹, А.В. Косынкин¹**

**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ДАЕК
ГАББРОДОЛЕРИТОВ МАЙМАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА
(УЛКАНО-УЧУРСКИЙ РАЙОН)**

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²Геологический институт РАН, г. Москва

Наиболее ранний надежно датированный этап растяжения на юго-востоке Северо-Азиатского кратона фиксируется по образованию Улканского осадочно-вулканогенного прогиба (рис.). А.М. Лариным с соавторами [5] и В.А. Гурьяновым [2] были обоснованы позднепалеопротерозойский его возраст (1.70–1.84 млрд лет, U-Pb по циркону, Sm-Nd и Rb-Sr методы) и рифтогенная природа вулканитов. Одно из завершающих событий в формировании Улканской палеорифтовой структуры фиксируется дайковыми роями и дайками габбродолеритов, габбро и долеритов маймаканского комплекса, возраст которых, по результатам U-Pb датирования цирконов, составляет 1707 ± 32 млн лет.

Геологические данные позволяют ограничить время внедрения даек базитов Бырайынского роя интервалом 1715–1670 млн лет. В пользу этого свидетельствуют прорывание дайками габбродолеритов вулканитов элгэтэйской свиты (1721–1740 млн лет), гранитов Улканского массива (1715, 1716, 1721 млн лет) и перекрытие даек нижнемезопротерозойскими терригенными отложениями уянской серии с корами химического выветривания (1670 ± 40 млн лет – Rb-Sr изохрона) [3] в подошве.

Установлено, что в рассматриваемом случае внедрение позднепалеопротерозойских интрузивных образований маймаканского комплекса, фиксирующих внутриплитное (анорогенное) растяжение, не сменилось интенсивным осадконакоплением и развитием масштабных рифтогенных бассейнов. Наличие регионального несогласия с размывом и корами выветривания на рубеже позднего палеопротерозоя и раннего мезопротерозоя подтверждает этот вывод. Не ясна только длительность этого перерыва и нижний возрастной предел уянской серии.

По своей геохимической специфике габбродолериты близки к базальтам обстановок внутриплитного растяжения (рифтогенеза). Габбродолериты из дайки Бырайынского роя обладают свойствами одновременно толеитовых и щелочных базальтов мантийного ряда, включающего в себя базальты срединно-океанических хребтов и внутриплитные базальты. Дж. Пирс базальты такого состава называет переходными.

Формирование родоначальных для них расплавов происходило в пределах литосферного магматического очага на завершающих этапах растяжения во внутриплитных условиях. Подтверждается представление А.М. Ларина [4] о том, что “мантийный компонент в составе рапакивигранитов”, так же как и в описываемых дайках базитов, “представлен веществом континентальных толеитов, образующихся в общем случае при смешении выплавки из астеносферной мантии и кратонизированной литосферной мантии”.

туры – Улкано-Билякчанского вулканоплутонического пояса. Они не привели к расколу суперконтинента и образованию нового океанического пространства. В пользу этого свидетельствует существование между временем завершения образования Улканского прогиба и началом формирования Учурской впадины значительного перерыва: регионального несогласия с размывом и довольно мощными площадными корами химического выветривания, перекрытыми нижнемезопротерозойскими базальными конгломератами уянской серии [3]. Позднепалеопротерозойские дайковые рои, развитые западнее в структурах Северо-Азиатского кратона [1], являются близкими возрастными и вещественными аналогами рассмотренного выше маймаканского комплекса и также отражают, по нашему мнению, заключительные этапы растяжения во внутренних областях кратона.

Исследование выполнено в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН “Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ” (проект ДВО РАН 09-И-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

Литература

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Складов Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 22–41.
2. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
3. Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 47–61.
4. Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 47 с.
5. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh. The origin of the 1.73–1.70 Ga anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic data // An. Acad. Bras. Ci. 1997. V. 69, N 3. P. 295–312.

В.В. Ершов

ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ – ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Под флюидами в широком смысле понимаются вещества, вязкость которых много меньше, чем вязкость горных пород [15]. Природные флюидодинамические системы – это геологические структуры в недрах Земли (преимущественно в земной коре), в которых происходит миграция на достаточно большие расстояния относительно больших объемов флюидов за сравнительно небольшие промежутки времени. Данное определение не является строгим, но позволяет передать общий смысл рассматриваемого понятия. Под него попадают магматические и грязевые вулканы, артезианские скважины, залежи нефти и газа, гейзеры и т.п.

В настоящее время считается вполне очевидным, что флюидодинамические системы являются индикаторами региональных геодинамических процессов. Например, в работе [7] указано: “Факт реакции флюидов (подземных, наземных) на любые изменения напряженно-деформированного состояния земных недр, включая земную поверхность, является аксиомой”. Однако, несмотря на аксиоматичность данного утверждения, многие вопросы о конкретных механизмах и особенностях рассматриваемой связи до сих пор остаются без ответов. Соответственно возможности прогноза изменений геодинамического состояния земных недр по данным наблюдений за флюидодинамическими системами являются весьма ограниченными.

К настоящему времени опубликовано огромное количество работ, посвященных рассматриваемой проблеме. Кратко отметим только те исследования, которые проводятся в последние годы на Дальнем Востоке России. Гелиметрические и атмосферические исследования проводятся в гидрогеологических скважинах Приамурья [13, 14]. Данные режимных наблюдений сопоставляются с данными о землетрясениях, которые происходят в радиусе нескольких сотен километров от пункта наблюдений. Значения магнитуд этих землетрясений находятся преимущественно в диапазоне от 2.5 до 4.5. Отмечается, что изменения концентрации водорастворенного гелия и микроэлементного состава минеральных вод являются прямым следствием эндогенных процессов. Наблюдаемые эффекты объясняются изменением интенсивности газового потока, который обусловлен общей дегазацией недр, сложным водообменом артезианских вод, залегающих на различных глубинах, перетеканием вод из нижних горизонтов в верхние, импульсным выносом ряда микроэлементов флюидами глубинного происхождения. На Южно-Луговском месторождении газа (о. Сахалин) проводятся исследования изменений геофизических полей во времени [10, 11]. Выполнено несколько циклов измерений гравитационного, магнитного, температурного и естественного электрического полей, результаты которых сопоставлены с сейсмологическими данными. Отмечается, что периоды нестабильности геофизических полей над залежью связаны с заключительной фазой подготовки землетрясения и прохождением сейсмического импульса. Возмущения геофизических полей обнаруживаются от землетрясений, эпицентры которых удалены на несколько сотен километров от пункта наблюдений. Возмущения объясняются мощным термогидродинами-

ческим воздействием на залежь флюидами глубинного происхождения. Наблюдения за уровнем, дебитом, химическим и газовым составом природных вод проводятся на скважинах и источниках в сейсмоактивных районах Камчатки [8, 9]. Аномальные изменения указанных параметров наблюдаются преимущественно в связи с землетрясениями с магнитудой от 6.0 до 8.0 на гипоцентральных расстояниях от 100 до 400 км. Формирование аномалий объясняется изменением напряженно-деформированного состояния питающих водоносных систем, изменением условий гидродинамического взаимодействия подземных вод с разных водоносных горизонтов, смешиванием флюидов с контрастным химическим составом и физическими свойствами.

Следует отметить, что в большинстве случаев предлагается следующий общий механизм связи между деятельностью флюидодинамических систем и эндогенными процессами. В силу разных причин (увеличения пластового давления, изменения проницаемости и т.п.) возникает интенсивный подток к дневной поверхности глубинных флюидов, который и вызывает аномалии различных наблюдаемых параметров. Однако флюидодинамические системы являются не только путями миграции глубинных флюидов. В этих системах протекают свои собственные физические процессы, которые необходимо учитывать при интерпретации натуральных данных. Кроме того, вопреки сложившемуся мнению, далеко не каждое землетрясение будет проявляться в деятельности этих систем.

Данная проблема рассмотрена на примере грязевых вулканов, исследованием которых автор занимается достаточно длительное время. В работе [1] указано, что землетрясения с магнитудой более 4.0–5.0 запускают извержения грязевых вулканов. Указано также, что нередко случаи, когда активизация грязевулканической деятельности происходит перед землетрясениями. Магнитуда этих землетрясений может составлять менее 4.0. Какого-то конкретного механизма, посредством которого осуществляется рассматриваемая связь в работе [1] не предложено. В работах [16, 17] для флюидодинамических систем рассматривается эмпирическая формула, которая позволяет оценить возможность триггерного эффекта в зависимости от эпицентрального расстояния и магнитуды землетрясения. На основе этой формулы и данных регионального каталога землетрясений [12] нами определены даты предполагаемых извержений Южно-Сахалинского грязевого вулкана (о. Сахалин), которые должны были произойти согласно представлениям о триггерном эффекте. Полученные даты сопоставлены с датами зафиксированных извержений вулкана. Анализ имеющихся данных с 1905 по 2005 гг. показывает, что предполагаемую связь между извержениями грязевых вулканов и землетрясениями обнаружить не удастся. Можно предположить, что связь все-таки имеется, но она очень слабая. Следовательно, извержения грязевого вулкана происходят, прежде всего, в силу его собственной деятельности, а землетрясения можно считать всего лишь одним из внешних вспомогательных факторов. По нашим представлениям деятельность грязевого вулкана обусловлена истечением газа из грязевулканического резервуара через дизъюнктивные нарушения в земной коре, которые являются подводящим каналом вулкана. Процесс вытеснения газом водогрязевой смеси, перекрывающей канал вулкана, занимает вполне определенный промежуток времени, который зависит от геометрии канала и физических свойств газа и водогрязевой смеси. В работе [2] нами предложена математическая модель подготовки извержений грязевых вулканов.

Между тем различные проявления землетрясений можно обнаружить в период грифонной деятельности грязевых вулканов. В результате мониторинговых на-

блюдений нами выявлены аномальные изменения дебита и химического состава свободных газов, элементного состава и температуры водогрязевой смеси в грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана, которые возникли после Горнозаводского землетрясения 17(18) августа 2006 г. и Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. [4, 6]. Изотопный состав углерода метана в составе свободных газов до и после землетрясения является практически одинаковым. Стабильность изотопного состава означает, что возможный приток глубинных геофлюидов можно считать несущественным. В работе [5] нами предложена математическая модель температурного режима грифонов грязевого вулкана. Из выполненных расчетов также следует, что приток глубинных геофлюидов не может считаться причиной аномальных изменений температуры водогрязевой смеси в грифонах. Показано, что температурные аномалии обусловлены в основном вариациями скорости движения водогрязевой смеси в подводящих каналах грифонов. Следовательно, необходимо искать другое объяснение для указанных изменений в деятельности грязевого вулкана после землетрясений.

В работе [6] нами предложен механизм, который позволяет непротиворечиво объяснить формирование всего комплекса наблюдаемых аномалий. Подводящий канал грязевого вулкана представляет собой трещиновато-пористую среду, в которой происходит движение многокомпонентной смеси газов, жидкости и частиц горных пород. Основным компонентом свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана является углекислый газ, растворение которого в воде приводит к образованию угольной кислоты. В подводящем канале происходит гидролиз вмещающих алюмосиликатных пород с образованием гидрокарбонатов Fe, Mg, Ca и Mn, которые могут мигрировать в водном растворе на значительные расстояния.

Объем растворенного в жидкости газа пропорционален давлению газа. Прохождение через подводящий канал сейсмических волн от землетрясения вызывает перепад давления, что способствует переходу части растворенного газа в свободную фазу. Следовательно, дебит свободных газов в грифонах после землетрясения увеличится. Изменится также и химический состав свободных газов. В работе [3] нами предложена математическая модель, которая показывает возможность изменения дебита и химического состава свободных газов в грифонах после сейсмического воздействия от землетрясения. Отметим, что после резкого изменения химического состава свободных газов наблюдается тенденция к возвращению в исходное состояние. Время релаксации, под которым понимается интервал времени необходимый для восстановления прежнего химического состава, составляет несколько месяцев. Можно ожидать, что в течение этого времени грязевой вулкан будет слабо чувствителен к последующим землетрясениям.

Уменьшение концентрации растворенного углекислого газа приводит к смещению химического равновесия в растворе, разрушению гидрокарбонатов и осаждению карбонатов. В результате после землетрясения в водогрязевой смеси повышается содержание Fe, Mg, Ca и Mn, а также смесь становится более густой. Изменение физических свойств водогрязевой смеси (в частности, увеличение вязкости) приводит к уменьшению скорости течения водогрязевой смеси в грифоне и появлению положительных температурных аномалий. В некоторых случаях существенное повышение интенсивности дегазации в грифоне, несмотря на увеличение вязкости водогрязевой смеси, приводит к увеличению скорости течения водогрязевой смеси в грифоне и появлению отрицательных температурных аномалий.

Из всего сказанного следует, что наблюдаемые аномалии можно объяснить взаимодействием “вода-порода-газ” в верхней части подводящего канала грязевого вулкана без привлечения гипотезы о подтоке глубинных геофлюидов. Потоки воды и газа в подводящем канале грязевого вулкана, а также вмещающие алюмосиликатные породы образуют специфическую геохимическую систему, которая является чувствительной к внешним воздействиям.

Таким образом, недостаточное понимание физических процессов, которые лежат в основе связи между деятельностью флюидодинамических систем и геодинамическими процессами, затрудняет математическое описание этой связи и делает практически невозможным какие-либо прогнозы. Следует более полно учитывать физико-химические процессы, протекающие внутри флюидодинамических систем. Мониторинговые наблюдения за грифонной деятельностью грязевых вулканов, по нашему мнению, следует считать наиболее перспективным подходом для исследования связи между грязевым вулканизмом и сейсмичностью.

Литература

1. Алиев Ад.А. Эволюция представлений о грязевом вулканизме Южно-Каспийской впадины // Труды ИГНАНА. 2010. № 37. С. 13–34.
2. Доманский А.В., Ершов В.В., Левин Б.В. Математическая модель неустановившихся течений геофлюидов при грязевулканических процессах // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 107–110.
3. Доманский А.В., Ершов В.В. Моделирование сейсмического воздействия на динамику грязевулканических процессов // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 94–100.
4. Ершов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006-2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газодолитокластитового (грязевого) вулкана // Докл. РАН. 2008. Т. 423, № 4. С. 533–537.
5. Ершов В.В., Доманский А.В., Левин Б.В. Моделирование температурного режима грифонов грязевого вулкана // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 3. С. 384–389.
6. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 49–57.
7. Касьянова Н.А. Экологические риски и геодинамика. М.: Научный мир, 2003. 332 с.
8. Копылова Г.Н. О связи режима подземных вод с сейсмичностью и деформациями земной коры на стадиях подготовки сильных землетрясений // Разведка и охрана недр. 2008. № 7. С. 37–45.
9. Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2006. № 1. Вып. 7. С. 50–66.
10. Паровышний В.А., Веселов О.В., Сеначин В.Н., Кириенко В.С. Временные изменения геофизических полей над газовой залежью (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 2008. № 4. С. 3–15.
11. Паровышний В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В. Вариации геофизических полей над флюидонасыщенными геодинамическими системами в связи с проблемой прогноза сейсмических событий // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 50–57.
12. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905-2005. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 104 с.
13. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А. Отражение неотектонических процессов в подземной гидросфере Верхнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2008. № 6. С. 43–56.
14. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А., Попов А.А. Разломно-блоковые структуры восточной окраины Амурской литосферной плиты, их сейсмичность и флюидный режим // Тихоокеан. геология. 2011. № 1. С. 16–29.
15. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 440 с.
16. Manga M., Brumm M., Rudolph M.L. Earthquake triggering of mud volcanoes // Marine and Petroleum Geology. 2009. V. 26. P. 1785–1798.
17. Wang C.-Y., Wong A., Dreger D.S., Manga M. Liquefaction limit during earthquakes and underground explosions: implications on ground-motion attenuation // Bulletin of the Seismological Society of America. 2006. V. 96. P. 355–363.

А.М. Жирнов

**ЛИНЕАМЕНТЫ И СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО
СИХОТЭ-АЛИНЯ И НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ**

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Приамурская геологическая провинция охватывает обширную территорию южной части Дальнего Востока, расположенную к северу от реки Амур. Эта река служит и государственной границей, к югу от нее расположена территория Китая. Но в восточной части Приамурья южнее р. Амур расположена горно-складчатая область Сихотэ-Алиня, северная часть которой входит в состав Хабаровского края под названием Северный Сихотэ-Алинь.

Срединной линией и геологической границей между Западным (Верхним) и Восточным Приамурьем служит Буреинский кристаллический массив. Территория к востоку от окраины этого массива (от меридиана 134° в.д.) и составляет площадь Восточного Приамурья. Геологическое строение территории Восточного Приамурья неоднородно. В ее пределах можно выделить несколько структурно-формационных зон (крупных геоблоков), отличающихся пространственным положением, возрастом слагающих их пород, генеральным направлением складчато-разломных структур и различной геологической историей развития. Выделяются четыре структурно-формационные области – Амуро-Охотская складчатая область, Баджало-Горинский синклиниорий (Среднее Приамурье), Северо-Сихотэалинская горно-складчатая область и Нижнее-Амурская (Орельская) складчатая область (рис. 1). Три последние области ранее обычно включались, при тектоническом районировании, в состав Сихотэ-Алинской складчатой области [2, 8]. Однако ограничение их крупными разломами, разный возраст горных пород и разный структурный план геологических образований в каждой области позволяют провести более детальное тектоническое районирование Восточного Приамурья на ряд указанных более однородных геологических структур.

Для выявления глубинных разломов и линеаментов, особенно перекрытых молодыми породами, использованы геофизические данные (линейные зоны магнитных аномалий, гравитационные ступени и др.) и геоморфологические признаки, в первую очередь линейный, транзитный, характер спрямленных отрезков рек и линейных депрессий, в т.ч. данные [1, 4, 7, 8].

1. Амуро-Охотская складчатая область занимает крайний северо-запад территории, представляя собой восточный фланг субширотной шовной зоны длительного геологического развития. От меридиональной оси Буреинского массива эта область резко изменяет свое направление на северо-восточное и именно эта часть ее находится в пределах рассматриваемого региона. Южной границей области является Южно-Тукурингский разлом, сменяемый на восточном фланге Тугурским разломом (рис.). Несколько обособленное положение в этой области (южное), занимает Селемджинский протерозойский выступ метаморфических пород. На востоке он ограничивается Восточно-Буреинским (Гастахским) линеаментом, на юге – Северо-Буреинским (Огоджинским) разломом. Амуро - Охотская область сложена главным образом складчатыми структурами, образованными в раннепалеозойское (кембрий-девон) время [2].

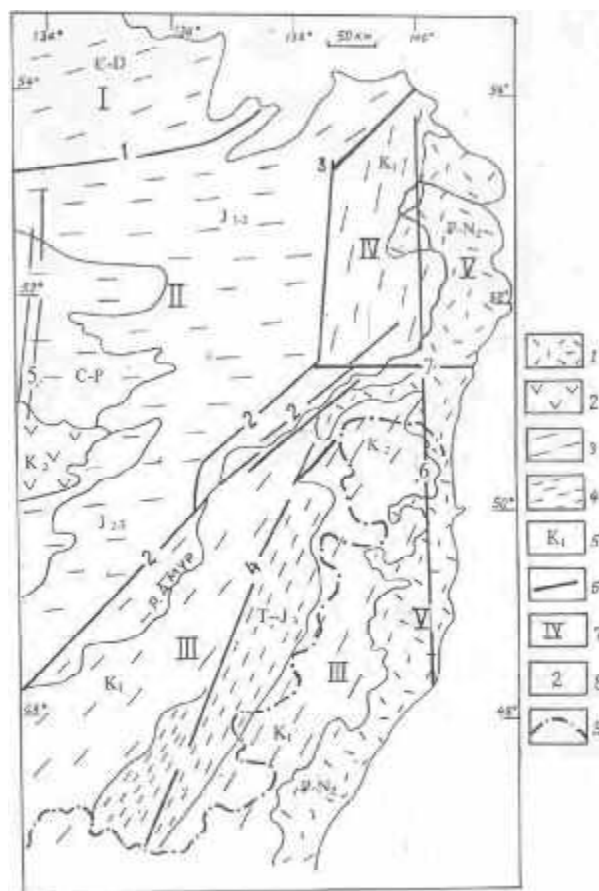


Рис. Схема тектонического районирования Восточного Приамурья. С учетом данных [1, 2, 8].
 1 – Восточно-Сихотелинский вулканогенный пояс; 2 – эффузивы Баджалской площади; 3 – направление складчатых структур в геологических областях; 4 – Сихотэ-Алинский антиклинорий; 5 – индексы геологического возраста пород; 6 – пограничные линеаменты и разломы; 7 – номера геологических областей: 1 – Амуро-Охотская, 11 – Баджалло-Горинская, 111 – Северная Сихотэ-Алинская, 1У – Нижнее-Амурская, V – окраинно-вулканогенная; 8 – номера разломов и их названия: 1 – Южно-Тукурингский-Тугурский, 2 – Амурский, 3 – Лимурчанский, 4 – Центральный Сихотэ-Алинский, 5 – Восточно-Буреинский (Тастахский), 6 – Тумнино-Орельский, 7 – Кизи-Мосоловский (широтный); 9 – ось хребта Сихотэ-Алинь.

На территории региона четко проявлены линеаменты меридионального протяжения. Два из них – Урми-Тастахский на западе и Лимурчанский на востоке, ограничивающие с флангов Среднее Приамурье - отражены на всех геологических картах. Третий линеамент, наиболее протяженный, Торомо-Эворон-Катенский, пересекает площадь в ее центральной части, на поверхности он контролируется поясом кайнозойских впадин, выполненных рыхлыми отложениями, а на глубине - приподнятым положением верхней мантии (мантийным гребнем) и пониженной мощностью земной коры [5].

2. Баджало-Горинский синклиорий занимает основную, среднюю, часть рассматриваемого региона и обычно именуется Средним Приамурьем. Границами его являются: на флангах – Урми-Тастахский и Лимурчанский меридиональные разломы, на юге – Амурский или Танлу-Амурский трансрегиональный разлом, на севере Южно-Тукурингский – Тугурский линеамент [1, 2]. Эти блокоограничивающие разломы отделяют область от смежных областей с иным геологическим строением или структурным планом складчато-разрывных дислокаций

Баджало-Горинская структурно-формационная зона представлена осадочными породами главным образом юрского возраста, собранными в складчатые структуры широтного простирания. Лишь в западной части зоны развит пояс позднепалеозойских образований, оторачивающих с востока Буреинский кристаллический массив. Для территории характерно широкое развитие мощно проявленных разломов северо-восточного простирания. Группа сближенных центральных разломов такого типа (Курский и Амурский) известна под названием линеамента Танлу.

3. Северный Сихотэ-Алинь. Сихотэ-Алинская геосинклиально-складчатая область простирается через Приморский край, вдоль хребта Сихотэ-Алинь, в северо-восточном направлении на 1300 км при ширине 200 км. Она состоит из четырех параллельных структурно-формационных зон, разделенных продольными разломами: зона Западных прогибов и грабенов, зона Сихотэ-Алинского антиклинория, зона Восточного синклиория и Прибрежная вулканогенная зона [2, 8]. Геологическое развитие области было неравномерным. Вначале, в палеозое, в зоне главного Сихотэ-Алинского структурного шва заложился узкий эвгеосинклиальный прогиб на докембрийском кристаллическом основании (что подтверждается Хорским и Анюйским выступами метаморфитов). Основное развитие прогиб получил в триасово-юрское время, с образованием толщи осадочных пород мощностью около 10 км [8]. В раннем мелу (готерив) произошла инверсия прогиба с внедрением обильной серии различных типов магматитов – от габбро-гипербазитов до крупных и малых тел гранитоидов и диоритов. Прогиб превратился в узкий горст с континентальным режимом развития [8].

Восточно-Сихотэалинский синклиорий активно развивался в нижнем мелу, и характеризовался еще большей мощностью осадочных пород нижнего и верхнего мела (сеноман-турон), до 15 км [2, 7, 8]. К середине позднего мела (коньяк) состоялось завершение геосинклиального режима на площади синклиория, смятие пород в складки и подъем складчатого комплекса. После чего последовала активная континентальная стадия развития возникшего орогена, с широким развитием эффузивно-интрузивного магматизма.

В палеогене, на восточной окраинной части горной области, сформировался окраинно-континентальный вулканогенный пояс [2, 8]. Здесь четко проявлен Тумнио-Орельский меридиональный линеамент [3, 4, 6]

Поперечными тектоническими разломами (кстати, не отраженными на геологических картах) область делится на ряд блоков. Соответственно намеченной поперечной зональности (с юга на север), в области изменяются некоторые геологические и металлогенические особенности. Например, повышается роль базальтов в вулканогенном поясе, происходит смена ведущей оловянной минерализации на золотую и др. [7, 8].

4. Нижне-Приамурская (Орельский синклиорий) область – небольшой меридионально вытянутый блок меловых пород, четко ограниченный на юге широтной тектонической зоной сближенных разломов (Кизи-Мосоловской).

Литература

1. Бельтнев Е.Б. Разрывная тектоника восточного сектора регион БАМ и ее влияние на размещение оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 73–88.
2. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. М-б 1: 2500000 / Гл. ред. Л.И. Красный. Ленинград: ВСЕГЕИ, МинГео СССР. 1986.
3. Жирнов А.М. Структурно-магматические факторы контроля размещения и продуктивности эндогенного оруденения юга Дальнего Востока // Магматизм, флюиды и оруденение. Владивосток. 1991. С. 54–59.
4. Жирнов А.М. Линеаментная тектоника и металлогения Дальнего Востока // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. К 100-летию Е.А. Радкевич. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 266–277.
5. Жирнов А.М., Бормотов В.А. Линеаменты и рудные гиганты Приамурья // Строение и эволюция Востока Азии. II Косыгинские чтения. Хабаровск. 1999. С. 42–57.

А.М. Жирнов¹, М.В. Горошко², Ю.Ф. Малышев²

**О ГРАНДИОЗНЫХ ЛИНЕАМЕНТАХ И УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ДАЙКАХ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА**

¹*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан*

²*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

Дальневосточная окраина Евразийского континента активно исследуется учеными многих научных институтов страны в течение более полу-века. Получен огромный фактический материал, изложенный в многочисленных публикациях и отчетах. Однако о тектонической природе этой окраины, или зоны перехода континент-океан, существуют разные представления. Вместе с тем, многие установленные факты недостаточно учитываются в современных публикациях или вообще не учитываются. Поэтому некоторые аспекты эволюции региона еще недостаточно расшифрованы, например – в части сейсмической активности, и постоянно преподносят человечеству сюрпризы. Совсем недавно произошло неожиданное крупное землетрясение близ г. Нефтегорска, на севере острова Сахалин, а сейчас, в течение вот уже полу-месяца (11–23 марта 2011 г.), мощные подземные вертикальные толчки сотрясают северо-восточное побережье японского острова Хонсю. И все это происходит в пределах меридиональной полосы, включающей острова Сахалин, Хоккайдо и Северное Хонсю. И это не случайно. Многие исследователи давно упоминали о наличии в пределах рассматриваемой окраины континента крупнейших глубоких вертикальных разломов, сформированных в зоне сочленения двух разнородных планетарных геологических структур, Евразийского сиалического континента и Тихоокеанской океанической плиты [2–7]. Выделяются две главные системы линеаментов – северо-восточная и меридиональная.

Северо-восточные линеаменты. Протяженные разломы и зоны сближенных разломов северо-восточного простирания имеют главенствующее значение для окраинной части континента. Прежде всего, здесь выделяются две крупнейшие тектоно-магматические структуры, разделяющие зону окраинных морей (зону перехода континент-океан). Это Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, ограничивающий с запада зону перехода и глубоководный желоб, отделяющий восточный край континента от Тихоокеанской плиты. Охотско-Чукотский пояс имеет северо-восточное, в целом, простирание, но в северной и южной частях он имеет широтное простирание, а на Охотском массиве и в районе Омсукчанского рифто-грабена от пояса отделяются протяженные меридиональные апофизы. Это свидетельствует о заложении вулканогенного пояса вдоль древних глубинных разломов, омоложенных в период формирования пояса. Глубоководный желоб также меняет свое направление: на севере – на широтное, на юге – на меридиональное. Он контролируется группой сближенных вертикальных разломов, расположенных в его днище и на флангах, и вертикальной дайкой ультрабазитов [1, 4].

К наиболее протяженным линеаментам в зоне перехода относятся три разлома. Разлом Западно – Камчатский – Куюль – Майнский, длиной 1300 км, продолжающийся южнее, в Охотском море до Сахалина, с общей длиной 2100 км. Разлом Центрально-Камчатский – Чукотский (вдоль р. Камчатка, залив Корфа, залив Креста, р. Вывенка, р. Великая, р. Вэльмай) длиной 2200 км и в Охотском море – 1000

км, всего 3200 км. Линеамент Курило-Чукотский состоит из серии параллельных разломов, ограничивающих с флангов цепь Курильских островов, и продолжающихся вдоль восточных окраин Камчатки и Корякской области, через Анадырский залив и Восточную Чукотку до пос. Уэлен на берегу Ледовитого океана, с общей длиной 3500 км.

Указанные разломы следуют, в основном, вдоль узких долин многих рек. В днище Охотского море эти разломы сопровождаются мощными дайкоподобными телами ультрабазитов. На Камчатке и в Корякской области между разломами находятся вулканические пояса (на водораздельных частях), сложенные базальтами, меймечитами и отдельными телами ультрабазитов. Наиболее протяженный и мощный пояс (20–60 км) даек ультрабазитов заключен между Курильской цепью островов и глубоководным желобом. Он простирается до мыса Наварина, на севере (на 2500 км), где выклинивается на поперечном субширотном разломе (рис.).

Курильский глубоководный желоб, длиной 1600 км, следует в 150 км к юго-востоку от о. Шикотан, окаймляя Малую Курильскую дугу и южную половину Камчатки с востока. На северо-востоке он ограничивается Алеутским широтно-дуговидным глубоководным желобом.

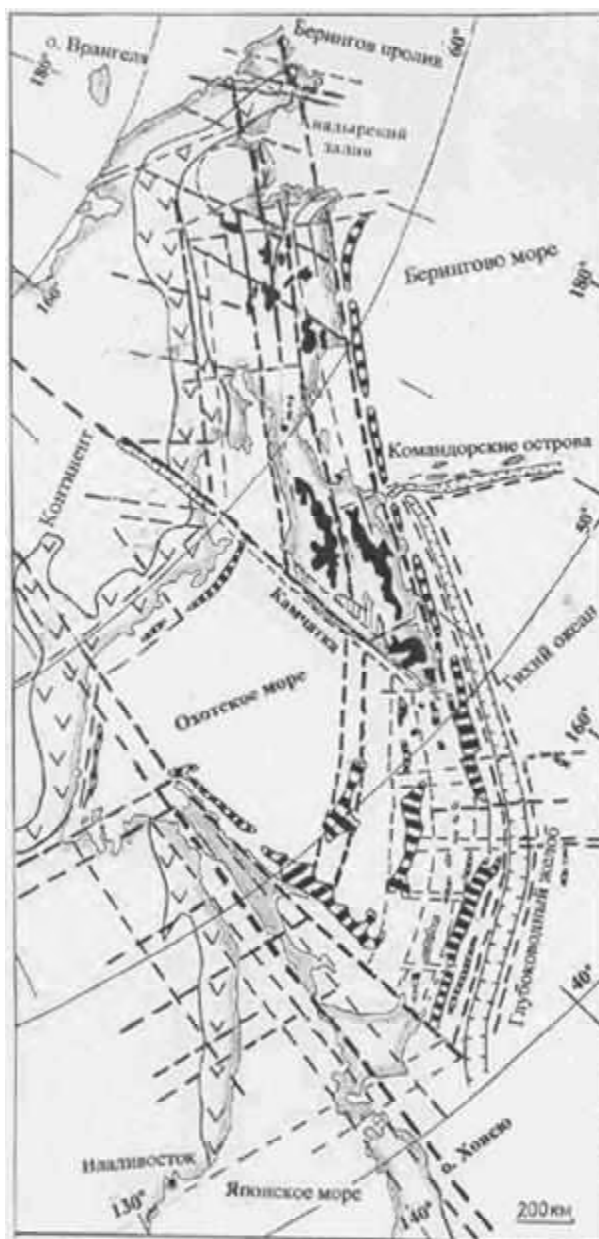
Описанные крупные разломы формировались преимущественно в мезозойское время, вследствие многократных тектонических движений разного знака в вертикальной плоскости. Частично, они наращены в кайнозой.

Глубинные разломы обычно прямолинейные, узкие (шириной до 20–30 км), вертикальные или крутонаклонные. Они контролируются линейными интрузиями габбро и гипербазитов, а также полями кайнозойских базальтов [5, 8]. В магнитном поле разломы сопровождаются линейными положительными аномалиями высокой интенсивности – до 1000 гамм и более [11]. Вследствие многократных разнонаправленных тектонических движений по парам сближенных вертикальных разломов, в промежутках между ними образовались оперяющие разломы наклонного или пологого залегания, сопровождающиеся надвигами и интенсивным дроблением вмещающих пород. Такие участки сильно дробленных и трещиноватых пород, в т.ч. с полями серпентинитового меланжа, характеризуются покровно-чешуйчатым строением [9]. Тектоническое строение участков сочетания крутопадающих разломов с покровно-надвиговыми полями сложное, трудно поддается расшифровке и обуславливает появление представлений о широком развитии горизонтальных сдвиговых тектонических движений [9].

Меридиональная система разломов. Наиболее крупный из них – Сахалино-Индигирский линеамент, состоящий из серии сближенных разломов, в интервале долгот 139–143° в. д. [3, 7, 10]. Весьма крупными являются также линеамент Яна-Тором –Хонсю (в интервале долгот 135–136° в. д.) и линеамент Буреинский – Владивосток – Кюсю, по меридиану 132° в.д.[3].

Зона Сахалино-Индигирского линеамента ограничена с запада Нижне-Амурским (Тумнино-Орельским) разломом, с востока – Восточно-Сахалинским разломом [7]. В центре данной разломной зоны находятся еще два разлома – Татарский – в Татарском проливе и Центрально-Сахалинский.

Указанные разломы определяют форму и границы крупных островов (Сахалина, Хоккайдо, северного Хонсю, Кюсю), и Западной Камчатки.



Сахалино-Индигирский суперлинеамент является частью планетарного Сахалино-Ломоносовского линеамента, который пересекает весь континент и Северный ледовитый океан (Ломоносовский хребет). На юге он простирается вдоль восточного края Филиппинского моря и ограничивается Южно-Марианским каньоном на юге этого моря. Этот линеамент возник в докембрии, но различные фрагменты его активизировались в разное время.

В настоящее время высокой сейсмической активностью характеризуется Хонсю – Сахалинский участок рассмотренного планетарного линеамента, в пределах которого за последние 15 лет произошло несколько сокрушительных землетрясений с магнитудой $M = 7.6-8.8$.

Литература

1. Андреев А.А. О природе магнитных аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 3–11.
2. Власов Г.М. Внешние дуги: вторжения мантии в кору и возбуждение геосинклинального процесса // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16. № 3. С. 3–12.
3. Жирнов А.М. Линеamentная тектоника Восточной Азии в зоне перехода континент-океан // Общие и регионал. проблемы тектоники и геодинамики. Т.1. Материалы XLI Тектон. совещания. М.: ГЕОС, 2008. С. 304–308.
4. Жирнов А.М. О вертикальных разломах и сейсмофокальных зонах дальневосточной окраины континента // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Матлы Междунар. науч. семинара им. Д.Г. Успенского, 24–28 января 2011 г., Пермь: Пермский Гос. ун-т. Пермь. 2011. с.
5. Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология. 1982. № . С. 3–6.
6. Красный Л.И., Кропоткин П.Н., Волярович Г.П. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса // Материалы к Первой всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Примор. книж. изд-во. 1960. С. 3–5.
7. Лихт Ф.Р. Морфотектоника Япономорского бассейна // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 50–57.
8. Малышев Ю.Ф., Семенов Д.Ф. Офиолиты и глубинные структуры Восточно-Азиатской континентальной окраины // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 18–24.
9. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
10. Хаин В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры //Изв. вузов, геология и разведка. 1963. № 3. С. 13–29.
11. Чиков Б.М. Глубинные разломы Корякского нагорья // Геотектоника. 1967. № 6. С. 82–87.

**В.А. Коротеев¹, В.Н. Сазонов¹, В.Н. Огородников²,
Ю.А. Поленов²**

**ПОЛИГЕННЫЕ И ПОЛИХРОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ РАЗНЫХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ УРАЛА КАК РЕЗУЛЬТАТ ЕГО
МУЛЬТИСТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ**

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

²*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург*

По современным представлениям Урал – это мультитийный ороген (сформирован в 6 этапов тектоно-магматической активизации), представляющий собой трансрегиональную шовную зону или пояс, занимающий межплитное положение.

На сегодня в истории его геологического развития выделяются шесть периодов формирования магматитов, метаморфитов и сопряженной с ними гидротермально-метасоматической активности. Мультитийным проявлением указанных комплексов обусловлено геологическое строение Уральского региона. Оно было обусловлено тем, что в различные этапы Урал сопрягался (входил в состав) с разными глобальными тектоническими структурами: в рифее – со Скандинавией и Балтийским щитом. Согласно работам [5], в венде-кембрии на Урале был сформирован Кадомский коллизионный ороген. На запад он протягивался до периферии Балтийского щита, а на восток до Енисейского кряжа – периферии Сибирской плиты. В нижнем ордовике коллапс уничтожил последний, начался океанический спрединг. В результате Урал вошел в состав Урало-Монголо-Охотского мегапояса. В герцинско-мезозойское время Урал был генетически связан с Таймыро-Норильской провинцией.

В первый этап трансформирован фундамент Восточно-Европейской платформы, сформированы Кусинский, Куртинский и др. пироксенит-габбровые комплексы с титаномагнетитовым оруденением, проявился рифтовый метаморфизм, достигавший уровня ультраметаморфизма. В результате сформировались щелочные гнейсо-граниты, калиевые граниты и анортоклазовые пегматиты. Указанные геологические образования в процессе поздней коллизии были смяты, затем раздроблены и будинированы [3].

Во второй этап (650–525 млн лет, см. данные А.С. Варлакова, Г.Б. Ферштатера, В.В. Холоднова, а также материалы В.Н. Пучкова, 2010; В.Л. Андреичева, 1999, 2009; А.А. Соболевой, 2004; Г.А. Петрова, 2007; И.Л. Недосековой, 2010) сформировались Кадомский коллизионный ороген, поздневендская шовная зона (прото-Главный Уральский разлом). Продукты этого орогена проявлены в разных местах на Урале (коматиты на Тимане, аподолеритовые листовениты на Южном Урале, в пределах Бакальского железорудного поля и др.). Орогенные (коллизионные) гранитоиды второго этапа представлены двумя типами – нормальными палингенными гранитами, с которыми сопряжена редкометальная минерализация и гранитоидами, сформировавшимися в результате развития анатексиса, как правило, неоднократного, на базитовой подложке. Заметим, что гранитоиды второго типа шеелито- и золотоносные.

В третий этап (480 млн лет) тектонической активности возникла офиолитовая ассоциация. Кроме того, были подновлены ранние (R_2) шовные зоны рифтогенного происхождения. На границе третьего и четвертого этапов (440 млн лет) в связи с протяженной шовной зоной возник щелочной сиенит-карбонатитовый комплекс с редкометальной и редкоземельной минерализациями. В связи с указанным комплексом известна незначительная золотоносность (Au объекты сопряжены с микро-

клин-серицитовыми метасоматитами, запасы металла обычно составляют первые тонны, данные А.Н. Угрюмова и Г.П. Дворника, 1993). В уральских ильмено-вишневогорских карбонатитах самородное золото обнаружено в связи с пиритом и халькопиритом и, скорее всего, имеет наложенный характер.

В четвертый этап (440–385 млн лет) на Урале образовались колчеданосные вулканические постройки с медной и сопутствующей Au минерализацией и Платиноносный ультрабазит-базитовый комплекс. Последний, очевидно, гетерогенный: его верхний возрастной репер 415–430 млн лет, а нижний – 537 ± 83 млн лет, фиксирует доостроводужную “жизнь” комплекса в мантийных условиях. Золотая минерализация фиксируется как с альпинотипными ультрабазитами (месторождение Золотая гора, на Южном Урале), так и с магматитами Платиноносного пояса (самородки золота установлены совместно с платиной в коренном залегании, а также в россыпях на севере Среднего и Северном Урале (например, в россыпях, локализующихся в Восточно- Тагильском габбро-ультрабазитовом массиве).

В пятый этап активизации (ранняя палеозойская коллизия 380–320 млн лет), проявившейся главным образом в пределах Главного Уральского коллизионного шва, зон его влияния, а также в пределах других менее масштабных зон (все они в этот период представляли собой зоны разуплотнения [3]) интенсивно проявились гранитизация, мигматитизация, метаморфизм, сформировались кварц-жильные образования метаморфической дифференциации и перекристаллизации. В этот же период внедрились гранитоиды тоналитового состава, с которыми связаны слюдяные пегматиты и кварцевые жилы двух типов – метасоматические и выполнения открытых трещин (радиоогенный возраст мусковита 330–365 млн лет). В зонах кислотного выщелачивания, сопряженных с названными гранитоидами, сформировались метасоматические кварциты, а также кварцевые жилы, сопровождающиеся березитами и эйситами [3].

В шестой этап активизации (поздняя коллизия, 320–240 млн лет) основная роль была отведена Главному Уральскому коллизионному шву и зоне его влияния. Это проявилось в образовании нормальных калиевых гранитов, связанных с ними пегматитов, калишпатитов, альбититов, грейзенов с редкометальной минерализацией, а также в создании метаморфических ореолов амфиболитовой и амфибол-эпидотовой фаций и их эклогит-сланцевого обрамления [3, 4 и др.].

В геодинамическом плане Урал сформировался в результате двух режимов – растяжения и сжатия. Режим растяжения проявился в рифее, венде-кембрии и ордовике (в условиях континентального рифтогенезиса и океанического спрединга), а режим сжатия – в девоне-верхней перми – в условиях коллизии Уральского орогена с Казахстанским континентом: образование островодужных комплексов, формирование активной континентальной окраины, развитие ранне- и позднеколлизионных гранитоидных комплексов. В условиях коллизии, обусловившей возникновение сдвиговых деформаций, особенно при “косой” ориентировке последней формируются золотопродуктивные (ранняя коллизия) и редкометальноносные (поздняя коллизия) комплексы гранитоидов. Отметим, что в других (не уральских) регионах известно большое количество золоторудных месторождений, включая гигантские по количеству запасов Au, в связи с зеленокаменными поясами архейских щитов и с образованиями так называемой черносланцевой формации. Первые на Урале не известны. Что касается вторых, то на сегодня по их поводу можно сказать следующее. Большинство современных исследователей в формировании золотого оруденения в черных сланцах выделяют три этапа. Первый этап – формирование пород черносланцевой формации с подтоком мантийных

флюида и вещества, включая золото (последнее коррелируется с $C_{\text{орг}}$ и S); накопление Au происходит на субкларковом уровне (некоторые авторы полагают, что в этот период могут создаваться промышленные концентрации металла). Во второй этап в связи с метаморфизмом (не выше зеленосланцевой фации) образуются «промежуточные коллекторы» Au (или базовые формации, по А.А. Сидорову). В третий этап интенсивно проявляется тектоническая трансформация, в конце которой развивается обычно сильно продуктивный по золоту гидротермально-метасоматический процесс, связанный с гранитоидным магматизмом. Соотношением золотонесущих трех субстанций в пределах тектонической структуры месторождения определяется масштабность суммарного оруденения. Когда они «собираются» в одной структуре – и каждая из них проявляет себя максимально, создаются условия для возникновения золоторудных гигантов. Очевидно, таким образом сформировался, например, Сухой лог, запасы Au которого близки к 3000 т. Причем, как показано в ряде работ (см. сводку по этой проблеме в работе Ю.С. Ананьева и Ф. Ф.Коробейникова [1]) подавляющее концентрирование Au в третьем этапе обусловлено гранитизацией и сопряженным гидротермальным процессом, которые были спродуцированы мантийным флюидом. Сейчас во многих работах показано, что под крупными золоторудными месторождениями черносланцевой формации геофизическими методами устанавливаются обычно крупные массивы гранитоидов. На Урале места интенсивного проявления золотооруденения трех этапов пока не найдены. Решение проблемы нам видится в изучении глубинного строения перспективных площадей, изучении проявленного в них метаморфизма, а также продуктов гидротермального процесса. Весьма эффективными при этом могут оказаться литогеохимическая и кварцевометрическая съемки названных площадей.

Для Уральского орогена установлена корреляция между типоморфными вещественными комплексами различных геодинамических обстановок (континентальный рифтогенез, океанический спрединг, островодужная, активной и пассивной континентальных окраин и коллизионная) и сопряженными с ними генетически и часто пространственно золоторудными месторождениями различных генотипов. Естественно такая закономерность должна быть свойственна и другим орогенам уральского типа. Однако уровень золотоносности одинаковых вещественных комплексов одной и той же геодинамической обстановки в различных регионах может сильно колебаться. Так, например, докембрийские зеленокаменные пояса Австралии и Северной Америки «богаты» крупными золоторудными месторождениями. В то же время в аналогичных Балтийских структурах они пока не известны [4].

Литература

1. Ананьев Ю.С., Коробейников А.Ф. Метасоматизм и благороднометальное оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2009. 206 с.
2. Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.
3. Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н. и др. Шовные зоны Урала как интегральные, перспективные рудоносные тектонические структуры // Геология рудных месторождений. 2009. № 2. С. 107–124.
4. Минерагенция докембрия. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск: Институт геологии Кар НЦ РАН, 2009. 314 с.
5. Нечухин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГУ, 2009. 158 с.
6. Хаин Е.В., Бибилова В.А., Душин В.А. и др. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: Геос, 1998. С. 244–245.

А.В. Косынкин, А.Н. Диденко, А.Ю. Песков

**ПЕТРОМАГНИТНОЕ И ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
АНОРТОЗИТОВ ГЕРАНСКОГО МАССИВА**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина, ДВО РАН, г. Хабаровск

Анортозитовые массивы, связанные с формированием раннедокембрийских подвижных зон земной коры, широко развиты в восточной части Азии вдоль южной окраины Северо-Азиатского докембрийского кратона [1], где они формируют Восточно-Азиатский анортозитовый пояс субширотного простирания, который прослежен более чем на 3000 км от побережья Охотского моря через Забайкалье, Монголию до Алтае-Саянской области. Пояс состоит из десятка массивов автономных анортозитов общей площадью более 12 тыс. км². Задача нашей работы заключалась в комплексном петромагнитном и палеомагнитном исследовании одного из крупнейших массивов Восточно-Азиатского анортозитового пояса – Геранского массива.

В 2009 г. была отобрана коллекция ориентированных образцов анортозитов из 4 обнажений (50 обр.) в пределах Геранского массива (56° с.ш., 134° в.д.).

В процессе работы по изучению магнитных характеристик образцов отобранных пород строилась петля гистерезиса, и рассчитывались параметры гистерезиса (ГО Борок, Определитель гистерезисных параметров) (таблица).

Для установления точек Кюри (T_k) определялись температурные зависимости магнитной восприимчивости (каппа мост МФК1-FA) и магнитного момента (Термомагнитный анализатор фракций). Практически во всех образцах магнитные минералы фиксируют T_k в интервале 585–595°С (рис.1). Магнитных минералов с отличными T_k от этого интервала не наблюдается. У незначительной группы образцов уменьшение магнитного момента происходит равномерно во всем интервале нагревания по мере роста температуры.

По данным проведенных петромагнитных исследований, основным носителем магнетизма для анортозитов Геранского массива является катион-дефицитный магнетит с температурой Кюри 590°С.

Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости анортозитов находится в пределах 0–25 %, большая часть образцов коллекции – в интервале 0–7 %. Что, в свою очередь, свидетельствует о незначительном влиянии наложенных процессов на магнитные свойства породы.

Таблица. Основные параметры петли гистерезиса

№ образца	I_s , A/m	I_{rs} , A/m	I_{rs}/I_s , ед. СИ	H_c , A/m	H_{cr} , A/m	H_{cr}/H_c , ед. СИ
Д09-14/5	0,0754	0,012	0,16	166	549	3,31
Д09-14/7	3,08E-02	5,25E-03	0,17	192	535	2,78

Где: I_s – намагниченность насыщения, I_{rs} – остаточная намагниченность, H_c – коэрцитивная сила, H_{cr} – остаточная коэрцитивная сила.

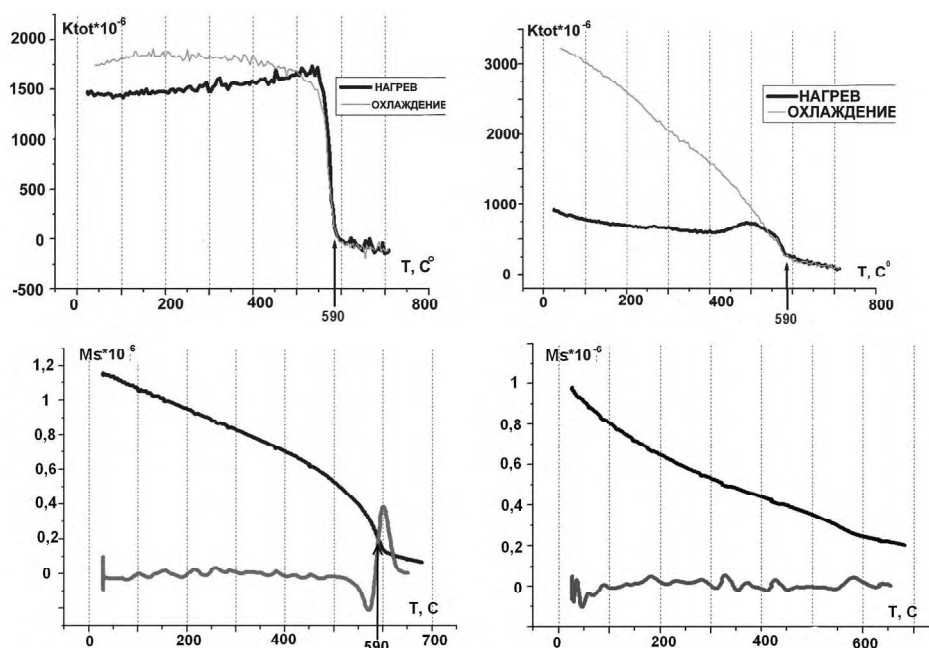


Рис. 1. Типы температурных зависимостей магнитной восприимчивости и магнитного момента.

Для палеомагнитных исследований образцы коллекции подвергли ступенчатой температурной чистке от 25 до 595°C в немагнитной электропечи с четырьмя пермаллоевыми экранами. Частоту чистки увеличивали с температурой: в интервале до 400°C шаг составлял 50–100°C, выше 400°C – 10–30°C. Для каждого образца на весь интервал чистки приходилось не менее 14 шагов. Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6A, помещенном в кольца Гельмгольца. Перед температурной чисткой у всех образцов измерили начальную магнитную восприимчивость на капамосте MFK1-FA в 64 положениях и рассчитали направления осей эллипсоидов анизотропии по каждому сайту. Для выделения компонента естественной остаточной намагниченности (NRM) каждого образца использовали компьютерные программы компонентного анализа с иллюстрацией результатов на диаграммах Зийдервельда [4] и стереограммах. Образцы большей части коллекции показали удовлетворительную палеомагнитную стабильность.

При компонентном анализе NRM образцов уверенно выделяется высокотемпературная компонента намагниченности при температуре 500–595°C. Направление высокотемпературной компоненты NRM большинства образцов располагается на стереограмме в 3 квадранте (древние координаты). Низко- и среднетемпературная компоненты представляют собой наложение современной компоненты геомагнитного поля на первичную намагниченность. Среднее направление данных 4 точек отбора образцов в современной системе координат $Dec = 185.8^\circ$, $Inc = 23.2^\circ$, $k = 91.5$.

По палеомагнитно стабильным образцам анортозитов рассчитан виртуальный геомагнитный полюс (VGP). Координаты виртуального полюса составляют: $Plat =$

**Н.Н. Крук¹, В.П. Симаненко², В.В. Голозубов², В.П. Ковач³,
С.А. Лаврик², С.А. Касаткин², Л.Б. Терентьева³**

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ НЕОДИМА В
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ**

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Проблема природы метаморфических комплексов была и остается неизменно актуальной как при региональных геологических исследованиях, так и при проведении палеогеодинамических и палеогеографических реконструкций. Традиционно блоки высокометаморфизованных пород рассматривались как выступы древнего (раннедокембрийского) фундамента складчатых сооружений. Однако с развитием методов абсолютной геохронологии появлялось все больше примеров, когда метаморфические ассоциации, ранее считавшиеся раннедокембрийскими, в действительности оказывались значительно более молодыми (зачастую фанерозойскими).

Вместе с тем, необходимо заметить, что данные геохронологических исследований метаморфических комплексов обычно не дают ответа на два важных вопроса:

1. Соответствуют ли полученные датировки возрасту первого прогрессивного этапа метаморфизма, или отражают лишь “наложенные” метаморфические события.
2. Насколько возраст метаморфических событий оторван во времени от геологического возраста толщ – протолитов метаморфических пород.

В решении этих вопросов значительную роль играет изучение изотопного состава Nd, позволяющего определить время отделения коровых протолитов от мантийного источника и таким образом ограничить “снизу” геологический возраст протометаморфических толщ.

В данной работе приводятся данные по изотопному составу Nd в породах трех наиболее крупных метаморфических блоков Южного Приморья: Ханкайского, Сергеевского и Анюйского.

Ханкайский массив (супертеррейн) располагается на юго-западе Приморья и слагает совместно с Буреинским и Цзямусским террейнами раннепалеозойский орогенный пояс. Наиболее высокометаморфизованные образования Ханкайского массива объединяются в иманскую серию, в составе которой выделяется ряд свит (ружинская, матвеевская и др.), сложенных преимущественно гнейсами, кристаллосланцами и мраморами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Метаморфические породы прорваны разновозрастными гранитоидами. Возраст формирования метаморфических толщ ранее предполагался архейским [1]. В последние годы по цирконам из метаморфизованного силла долерита в матвеевской свите U-Pb методом определен кембрийский (507 ± 3 млн лет) возраст гранулитового метаморфизма и неопротерозойский (757 ± 4 млн лет) возраст внедрения базитовых силлов [2].

Nd модельные возраста, полученные для метапелитов пород матвеевской свиты Ханкайского массива, составляют 1.8–1.9 млрд лет. Аналогичный изотопный состав Nd характерен для метатерригенных пород татьяновской свиты, перекрывающей матвеевскую свиту и характеризующейся более низкими параметрами метаморфизма. Несколько более молодой модельный возраст (1.6–1.7 млрд лет) получен для гнейсо-

гранитов (условно протерозойских), прорывающих отложения ружинской свиты в районе с. Невское.

Сергеевский террейн расположен южном Сихотэ-Алине и представляет собой несколько тектонических пластин, экспонированных среди мезозойских осадочных толщ. В его составе выделяется метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи авдокимовского комплекса и метагабброиды собственно сергеевского комплекса. Метаморфические породы прорваны интрузиями гранитоидов тафуинского и таудеминского комплексов.

Возраст метаморфических пород ранее оценивался как раннепротерозойский на основании Rb-Sr данных [3]. Позже по метагабброидам сергеевского комплекса был получен U-Pb методом по циркону раннеордовикский возраст (463 ± 6 млн лет) [4]. Nd модельный возраст метагабброидов составил 1.3 млрд лет. Аналогичный модельный возраст получен для анатектических автохтонных трондьемитов, образующих послонные и секущие тела среди мигматизированных метагабброидов сергеевского комплекса. В то же время модельный возраст гранитоидов тафуинского комплекса, прорывающих сергеевские метагабброиды, оказался значимо более древним (1.7 млрд лет) и приближается к модельному возрасту метаморфических пород Ханкайского массива.

Анюйский метаморфический блок (купол) находится в центральном Сихотэ-Алине. Он представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении куполовидную структуру, имеющую тектонические взаимоотношения с окружающими терригенными толщами мезозоя. В составе Анюйского блока присутствуют слюдяные кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты, перекрытые сверху базальтовым покровом и подстилаемые (вероятно тектонически) слабометаморфизованными терригенными отложениями.

Высокометаморфизованные породы анюйского комплекса ранее рассматривались в качестве фрагментов фундамента докембрийско-палеозойского Анюйского микроконтинента [5]. Впоследствии было показано, что наиболее высокотемпературный метаморфизм и мигматизация были связаны с вдрением крупных массивов хунгарийских гранитоидов раннемелового возраста, что позволило трактовать весь Анюйский блок как комплекс метаморфического ядра кордильерского типа [6]. Nd модельный возраст кристаллических сланцев и гнейсов составил 1.3–1.4 млрд лет.

Обсуждение результатов

Sm-Nd изотопные данные, полученные при изучении метаморфических пород Южного Приморья установили два интервала модельных Nd возрастов их источников: раннепротерозойский (1.8–1.9 млрд лет), характерный для пород Ханкайского массива, и мезопротерозойский (1.3–1.4 млрд лет), типичный для метаморфитов Анюйского и Сергеевского блоков. Источников архейского возраста не установлено.

Применительно к каждому из изученных блоков совокупность полученных предшественниками изотопно-геохронологических данных, дополненная результатами геохимического исследования и Sm-Nd изотопного изучения метаморфических пород позволяет сделать некоторые предварительные выводы:

Ханкайский массив. Приведенные в [2] данные о неопротерозойском возрасте внедрения базитовых силлов в матеевской свите свидетельствуют о том, что геологический возраст формирования осадочных толщ, послуживших субстратом метаморфических пород, не может быть моложе ~ 800 млн лет. Полученные Sm-Nd модельные возрасты (1.8–1.9 млрд лет) соответствуют позднему палеопротерозою.

Вместе с тем, гранитоиды уссурийского комплекса, прорывающие породы Ханкайского массива, имеют раннепротерозойский (около 850 млн лет) возраст [8]. Таким образом, возраст протолитов метаморфических пород не архейский, как предполагалось ранее, а находится в интервале между 1.8 и 0.85 млрд лет.

Сергеевский террейн. В работе [4] авторы, ссылаясь на магматический облик цирконов, считают, что возраст 463 ± 6 млн лет отвечает времени внедрения габброидов сергеевского комплекса. Однако нами по монофракции амфибола из заведомо метаморфической ассоциации (синевато-зеленая роговая обманка + плагиоклаз + кварц) получен близкий возраст 482 ± 5 млн лет. Нельзя исключать, что формирование магматических цирконов с возрастом 463 ± 6 млн лет связано с ультраметаморфизмом габброидов и образованием автохтонных трондьемитовых лейкосом (см. выше), в то время как возраст внедрения самих габброидов отвечает неопротерозою. Более древние (до 1.7 млрд лет) Nd модельные возраста, полученные для прорывающих гранитоидов тафуинского комплекса указывают на то, что в основании Сергеевского террейна присутствуют более древние в изотопном (а, вероятно, и в геологическом) отношении породные комплексы, возможно близкие к породам Ханкайского массива.

Аньюйский блок. Данные изотопных исследований метапелитов Аньюйского блока подтвердили высказанное в [6] предположение о том, что Аньюйский купол представляет собой комплекс метаморфического ядра, образовавшегося за счет метаморфизма юрских осадочных пород Самаркинской аккреционной призмы в ранне-меловое время. Модельные возраста метаморфитов (1.3–1.4 млрд лет) не имеют значимых отличий от модельных возрастов неметаморфизованных отложений Самаркинской аккреционной призмы (1.2–1.3 млрд лет). Вещественный состав метаморфитов и неметаморфизованных осадочных пород также оказался весьма сходен.

Работа выполнена при финансовой поддержке президиума СО РАН (ИП № 13), ДВО РАН (проекты 09-I-ОНЗ-01 и 09-III-A-08-408) и РФФИ (проект № 10-05-00486).

Литература

1. Решения четвертого межведомственного регионального совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994. 123 с.
2. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев В.И. и др. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. РАН. 2010. Т. 434, № 2. С. 212–215.
3. Коваленко С.В., Давыдов И.Д. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 4. С. 929–933.
4. Аленичева А.А., Лохов К.И., Капитонов И.Н. и др. U-Pb, Hf изотопные и REE систематики цирконов из сергеевского комплекса Сихотэ-Алиня: генезис кристаллов минерала-геохронометра и возраст этапов становления пород // Изотопные системы и время геологических процессов. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. Т. 1. С. 26–28.
5. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Аньюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.
6. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Владимиров В.Г. и др. Природа мигматизации в гнейсах Аньюйского купола (северный Сихотэ-Алинь) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Вып. 7. Т. 1. С. 144–145.
7. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР. 340 с.
8. Лохов К.И., Аленичева А.А., Капитонов И.Н. и др. Возраст и изотопная Hf-Nd систематика некоторых реперных и металлогенически значимых гранитоидных комплексов Приморья // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб.: ИП Каталкина, 2009. Т.1. С. 343–345.

А.В. Кудымов

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ И СОПРЯЖЕННЫЕ С НИМИ КАЙНОЗОЙСКИЕ ВПАДИНЫ

*Учреждение Российской академии наук Институт тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Общий геологический анализ дает возможность заключить, что в кайнозое, в эпоху нового этапа рифтогенеза на Нижнем Амуре наиболее активными становились разломы системы Тан-Лу (Утанский, Лимурийский [2] и Киселевский [4]), а также разломы северо-западного простирания в северной части территории.

С целью расшифровки динамических обстановок формирования отмеченных разломов и соответственно их кинематических характеристик, на семи разобщенных участках (от г. Комсомольск-на-Амуре до юге, да побережья Сахалинского залива на севере) с помощью различных структурных элементов вязких зон нарушения, кроме этого используя зеркала и штрихи скольжения а также ориентировки сдвиговых эшелонов кварцевых прожилков реконструировались локальные поля напряжения [1, 5, 6]. Восстановленные поля напряжения укладываются в четыре геологических типа. Первые два типа отвечают полям сдвигового характера [8], для которых свойственно субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения. Локальные поля напряжения третьего типа, согласно субвертикальному положению осей растяжения относятся к взбросу [8], а четвертого – из за субвертикальной ориентировки осей сжатия – к сбросу [8]. Отмеченные поля напряжения различных типов, согласно нашим исследованиям проведенным ранее [3, 4] являются разновозрастными т.е. отвечают разным этапам деформаций. Кроме этого, эти же исследования позволили установить последовательность отмеченных этапов. Анализ полей напряжения для различных этапов деформаций был проведен не только на отдельных участках, а также и по площади, между ними. То есть, для различных этапов деформаций, для всей площади Нижнего Приамурья, были построены схемы ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений.

Деформации *первого этапа* характеризуются полем напряжения сдвигового геологического типа. Статистические траектории оси сжатия для всего Нижнего Приамурья ориентированы в целом судмеридионально, с некоторым отклонением: на юге – к северо-западу, в средней части – к северо-востоку и на севере – опять к северо-западу. Оси растяжения имеют в общем субширотную ориентировку, склоняясь: на юге – к северо-востоку, в средней части – к юго-востоку и на севере – опять к северо-востоку. В условиях данного поля напряжения смещения по отдельным северо-восточным отмеченным выше разломам системы Тан-Лу приобретают левосдвиговую, а субпараллельные северо-западные разломы северной части Нижнего Приамурья (севернее оз. Удыль) правосдвиговую кинематики. Необходимо отметить, что рассматриваемые деформации начались с заложения вязких зон нарушений параллельно (и субпараллельно) крутопадающей слоистости [3]. Далее пластические деформации сменились обычными хрупкими дислокациями. Значимо то, что статистические траектории осей растяжения, в зоне северо-западных разломов ориентированы поперек меридионально вытянутой системе олигоцен –

четвертичных прогибов. Мы полагаем, что в период праводвиговых смещений по частным северо-западным разломам этого этапа, наряду с формированием магматитов заключительной фазы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [4], синхронно начинает закладываться и формироваться Нижнеамурская группа впадин (Усалгинская, Орельская, Уляская, Усть-Амгуньская, Мофетская впадины [7]). Литологическое строение впадин может дать дополнительную информацию в расшифровке динамических обстановок их формирования. Представление о литологическом разрезе – получено на основе скважины пробуренной до глубины 392 м с северной стороны оз. Орель, в устье руч. Бол. Рогачен (Орельская впадина, Козлов А.А., 1969). Скважина показала, что разрез впадины четко разделяется на три части. Нижняя часть (105 м) представлена чередованием пачек (10–48 м) неравномерного переслаивания (0.5–5.0 м) слабосцементированных алевролитов и алевропелитов, а также трепелов, диатомитов, диатомовых аргиллитов и песчаников. Начинается разрез впадины песчаниками, мощностью 17 м. Возраст нижней части впадины определен по растительным остаткам и оценивается как олигоцен – миоцен. Средняя часть разреза (231 м), несогласно перекрывающая описанные осадки нижней части, сложена грубозернистыми отложениями плиоцен – среднечетвертичного возраста. Снизу зафиксированы валунно-галечниковые конгломераты (85 м) слабосцементированные гравийно – песчано – глинистым материалом. Выше они сменяются гравийно – галечниковыми конгломератами (117 м) с редкими валунами, слабосцементированные песчано-глинистым цементом. Завершается описываемая часть разреза песками, переходящими в алевролиты и туфопесчаниками (29 м). Песчаники содержат включения гравия, гальки, а также пласты до 2.0 м глины. Верхняя часть разреза впадины (56 м) представлена значительно более тонкозернистыми осадками верхнечетвертичного возраста. В ее состав входят глины и суглинки, а также прослой и пласты песков. В завершающих, описываемый разрез отложений – глинах, суглинках и песках (21.5 м) появляется снизу-вверх гравийный затем и гравийно-галечниковый материал. Поскольку скважина не добурена до самых нижних слоев впадины, а остановилась в песчаниках олигоцена, считаем, что возраст пород основания впадины – палеоцен. Таким образом, палеоцен может маркировать время начала первого этапа деформаций. Переслаивающиеся, преимущественно тонкие породы нижней части впадины палеоцен – миоценового возраста (в таком случае), отражающие вероятно начальный этап его заложения, фиксирует возраст описанного этапа деформаций. Вышезалегающие разнообразие осадки Орельской впадины, описанные выше, также как и других впадин Нижнеамурской группы, отражают последующие динамические обстановки района субпараллельных северо-западных разломов.

В **последующий этап** деформаций, в условиях сохранившегося сдвигового поля напряжения, поменяли ориентировки статистические оси сжатия и растяжения. Они с некоторыми вариациями в целом ориентированы: сжатие в северо-западном, а растяжение в северо-восточном направлениях. Причем, в районе юрско-мелового кремнистого Киселевского блока, ось сжатия стремится к субширотному а – растяжения к субмеридиальному положением. В связи с такими вариациями главных нормальных напряжений по площади, разломы системы Тан-Лу, в районе Киселевского блока, меняют свои кинематические характеристики на праводвиговые. Однако, севернее, уже в поле развития северо-западных разломов, против

всяких законов механики (?), ожидаемой смены характера перемещений по ним не происходило. То есть, большая часть северо-западных разрывов, сохраняет правосдвиговую кинематику. Правосдвиговые смещения по разломам системы Тан-Лу второго этапа деформаций сопровождалась базальтовым магматизмом. Кроме этого, в районе кремнистого Киселевского блока закладывался и формировался Удильский прогиб [4]. В районе субпараллельных северо – западных разломов впадины Нижнеамурской группы вероятно дальнейшего развития не получают.

Третий этап деформаций характеризуется сменой сдвигового поля напряжения взбросовым. Удивительно то, что сжатие сохранило свою северо-западную ориентировку, произошла просто замена субгоризонтальной северо-восточной траектории оси растяжения на промежуточную ось, а ось растяжения стала субвертикальной. Таким образом, взбросовое поле напряжения обусловило взбросовое смещение по рассматриваемым разломам, причем северо-западные разломы сохраняли правосдвиговую составляющую. Взбросовые смещения усложнили строение Удильского прогиба [4]. Кроме этого, в условиях взбросового поля напряжения получают активное развитие впадины Нижнеамурской группы. Воздымание обширных участков района и синхронное опускание днища прогибов в это время, обусловило быстрое накопление грубых несортированных осадков средней части разреза впадин. Плиоцен – среднечетвертичный возраст указанных образований может характеризовать, таким образом, возраст третьего этапа деформаций. Несогласное залегание грубозернистых отложений на тонких образованиях нижней части разреза прогиба возможно объясняет отсутствие пород контролировавших динамическую обстановку второго этапа деформации. Исходя из этого, возраст второго этапа деформаций можно оценивать как миоцен – плиоцен.

В обстановке **заключительного (четвертого) этапа** деформации поле напряжения приобретает сбросовый тип, т.е. крутыми становятся оси сжатия и соответственно разломы меняют свои кинематические характеристики на сбросы. Необходимо отметить, что данное поле напряжения очень слабо изучено и поэтому для него не строилась схема ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений. Однако, мы все же полагаем что, в обстановке сбросового поля напряжения в непосредственной близости к р. Амур образуются многочисленные заливы и впадины озер (Удиль, Орель, Чля и д.р.), кроме этого, накапливались верхнечетвертичные глины и суглинки верхней части разреза впадин Нижнеамурской группы.

В заключение можно констатировать, что в палеоцен – миоценовый период возобновилось активное левосдвиговое смещение по северо-восточным разломам системы Тан-Лу. Синхронно с этим, формировались магматиты заключительной фазы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а на севере рассматриваемой территории, в поле развития северо-западных правых сдвигов, закладываются впадины Нижнеамурской группы. В миоцен – плиоценовый этап, уже правосдвиговых перемещений по разломам системы Тан-Лу, формируется и развивается Удильская впадина. Именно в этот период идет активное раскрытие окраинных морей на востоке континента. В период активных плиоцен – среднечетвертичных взбросовых движений усложняется строение Удильской впадины и получает основное развитие впадины Нижнеамурской группы. В заключительный среднечетвертичный – современный этап сбросовых смещений непосредственно вблизи р.

Амур образуются многочисленные заливы и впадины озер, кроме этого, накапливались глины и суглинки верхней части разреза впадин Нижнее амурской группы.

Литература

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Кириллова Г.Л., Анойкин В. И. Структура Амуро – Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно – Азиатской аккреционной системы // Докл РАН. 2011. Т. 436, № 1. С. 64–68.
3. Кудымов А. В. Постаккреционная дислоцированность и поля напряжения в нижнемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Геодинамика формирования подвижных поясов земли: Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 174–177.
4. Кудымов А. В. Кайнозойские поля напряжения в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. №. 6. С. 49–56.
5. Очертенко И. А., Трошенко В.В. Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Наука, 1978. 136 с.
6. Парфенов В. Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. С. 60–72.
7. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Объяснительная записка к Тектонической карте м-ба 1: 1500000. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
8. Anderson E. M. The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd. 1951. P. 206.

В.С. Куликов

**О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ОНЕЖСКОЙ
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ**

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Онежская структура благодаря удобному географическому положению, сравнительно хорошей обнаженности, уникальной сохранности памятников древнейшей истории планеты, а также наличию рудопроявлений металлических и неметаллических полезных ископаемых более 300 лет привлекает внимание естествоиспытателей. Там работали или ее посещали многие выдающиеся ученые и специалисты различных областей геологической науки (Г.П. Гельмерсен, А.А. Иностранцев, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Д.И. Менделеев, В. Рамсей, В.М. Тимофеев, А.А. Полканов, К.О. Кратц, М.А. Гилярова, Л.Я. Харитонов, В.Е. Хаин, В.А. Соколов, Л.И. Красный, А.И. Кайряк, Е.М. Михайлюк, М.Г. Леонов и другие). Исследования продолжаются и в настоящее время.

В 2010 г. завершены работы по бурению Онежской параметрической скважины (НПЦ “Недра”, Ярославль) глубиной 3.5 км, которая впервые в мире вскрыла в разрезе палеопротерозоя (2.3 – 2.1 Ga) мощную (200 м) толщу галитовых солей [2]. Очевидно, что это не единственная солевая точка в Обонежье. Автор полагает, что наиболее перспективными для возможного обнаружения солепроявления вблизи поверхности являются глубоководные впадины в заливе Большое Онего (20–40 км к ЮВ от параметрической скважины), приуроченные к ядрам антиклинальных складок (куполов). Количество публикаций по Онежской структуре насчитывает несколько сотен, включая десятки монографий и книг, а также множество статей в российских, советских и зарубежных изданиях. Существуют различные понимания, наименования и параметры геологической структуры, названия отдельных ее частей, а также трактовки их генезиса и эволюции. Автору представляется необходимым максимально унифицировать применяемые тектонические термины к Онежской структуре как стратотипической для палеопротерозоя Европы и России с учетом новых данных по геологии, геохронологии, глубинному строению территории, включая акваторию Онежского озера.

Предлагаемая ниже терминология подлежит обсуждению и возможной корректировке в преддверии новых геологических работ в этом важном районе Карельского массива (кратона).

Онежская палеопротерозойская геологическая структура (Онежская структура) – это сложно построенный сегмент земной коры, сформированный в течение палеопротерозоя (2.5–1.7 Ga) в юго-восточной части архейского Карельского массива на территории Онежского озера и прилегающих районов. На западе и востоке она ограничена архейскими зеленокаменными поясами соответственно Ведлозерско-Сегозерским и Маткалахтинским (?), на юго-западе – зоной сочленения Карельского массива и Свекофеннской складчатой области, перекрытой вендско-палеозойскими осадками Русской плиты, и на севере – переходной зоной на Водлозерском блоке Карельского массива, приуроченной к водоразделу Белого и Балтийского морей. Административно структура занимает юго-восточную часть Республики

Карелия, северо-восточную и северо-западную окраины, соответственно, Ленинградской и Вологодской областей, ее общая площадь около 40 000 км².

В геологическом строении Онежской структуры (ОС) выделяется четыре структурных этажа: 1 – архейский фундамент (> 2.5 Ga), 2 – сумийско-сариолийский рифтовый пояс (2.5–2.3 Ga), 3 – ятулийско-вепсийский протоплатформенный чехол с двумя подэтажами (ятулийско-калевийский -2.3–1.8 Ga и вепсийский – 1.8–1.65 Ga), 4 – вендско-фанерозойский платформенный чехол (< 0.65 Ga). На современном эрозионном срезе Онежская структура разделяется на три самостоятельные структуры II порядка: Северо-Онежский синклиниорий (с синклиналями и антиклиналями III порядка), сложенный вулканогенными и осадочными образованиями ятулия, людиковия и калевию; Южно-Онежская мульда, сформированная существенно терригенными породами вепсия, вмещающими крупный Ропручейский долеритовый силл; Кумсинско-Пальеозерско-Бураковский рифтовый пояс, образованный сумийскими и сариолийскими магматическими и терригенными комплексами, которые наблюдаются по периметру предполагаемой неправильной трапеции, а также включают крупный ультрамафит-мафитовый Бураковский плутон (рис.).

Этот рифтовый пояс выделяется впервые и рассматривается как составная часть раннепалеопротерозойской рифтогенной системы Фенноскандинавского щита [1]. Второй и третий структурные этажи ОС содержат мафитовые и ультрамафит – мафитовые образования в форме лавовых потоков и покровов, даек, силлов и плутонов, которые объединяются в 4 крупные магматические провинции (сумийская, ятулийская, людиковийская и вепсийская) палеопротерозоя Фенноскандии [4].

С сумийской провинцией (Бураковский расслоенный плутон) связаны хромитовые и благороднометалльные месторождения и рудопросветления, а людиковийской (Пудожгорский и Койкарский интрузивы) титано-магнетитовые и благороднометалльные руды [3]. В период Свекофеннской складчатости и деформаций (1.85–1.75 Ga) все составные части ОС подверглись существенным структурным и вещественным преобразованиям.

Основываясь на вышеизложенных фактах и положениях, обобщив результаты проведенных в конце 20 в. геолого-съёмочных и разведочных работ производственных организаций и научных исследований Института геологии КарНЦ РАН, а также с учетом новых геофизических (аэромагнитных и сейсмических) материалов по акватории Онежского озера (около 10 000 км²) коллективом авторов под редакцией В.С. Куликова составлена “Обзорная геологическая карта Онежской структуры со снятым неопротерозойско-фанерозойским чехлом, м-б 1 : 750 000”. Ее схематизированный вариант представлен на рис. 1. Новая геологическая карта ОС существенно отличается от известных мелко- и среднемасштабных карт этой территории и может служить основой для современных геодинамических моделей развития палеопротерозоя Европы, а также прогнозной оценки региона на металлические и неметаллические полезные ископаемые.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00376а)

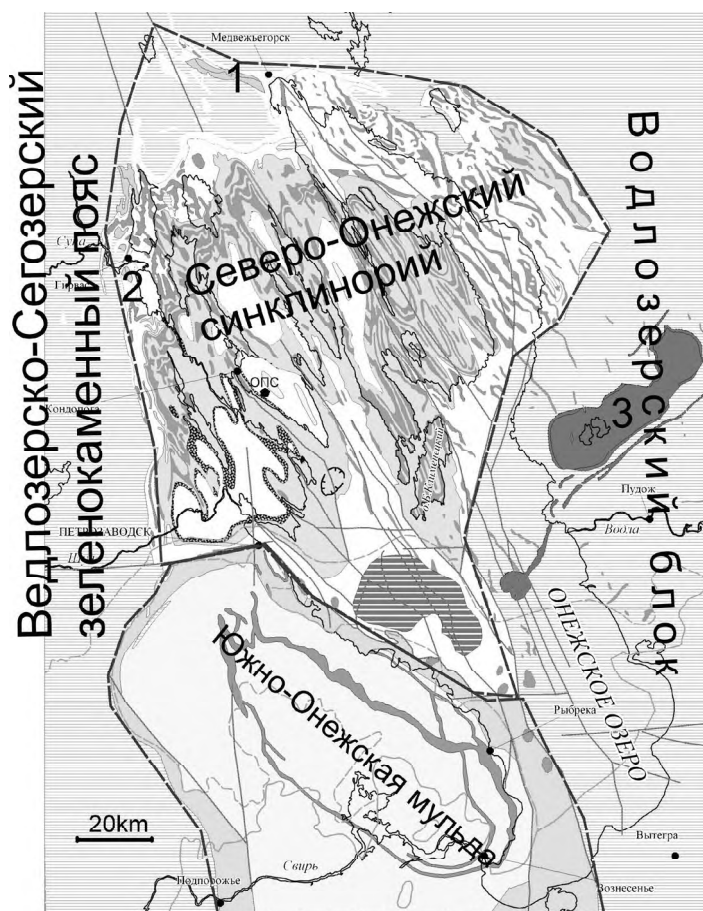


Рис. Схема районирования Онежской структуры. Жирной штриховой линией показаны границы выделяемых структур 11 порядка. Разные оттенки серого цвета в их контурах фиксируют стратиграфические горизонты и надгоризонты, а также магматические тела мафитов и ультрамафитов палеопротерозоя. Многоугольник – Онежская параметрическая скважина (ОПС). Цифрами 1, 2, 3 обозначены главные участки Кумсинско (1) – Палеозерско (2) – Бураковского (3) рифтового пояса. В центре рис. (гориз. штриховка) предполагаемый по крупной гравитационной аномалии ультрамафит-мафитовый Центрально-Онежский массив, перекрытый ятулийскими и вендскими осадками

Литература

1. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.
2. Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В. и др. Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии (по данным Онежской параметрической скважины) // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 2. С. 230–233.
3. Рыбаков С.И. (ред.) Металлогения Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 380 с.
4. Kulikov V.S., Vychkova Ya.V., Kulikova V.V., R.Ernst. The Vetryny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: an essential component of the ca. 2.5-2.4 Ga Sumian Large Igneous Province // Precambrian Research. 183. P. 589–601.

В.В. Куликова¹, Я.В. Бычкова², В.С. Куликов¹

**ВОДЛОЗЕРСКИЙ БЛОК (ЮВ ФЕННОСКАНДИЯ) КАК БАЗОВЫЙ ФРАГМЕНТ
ЗЕМНОЙ КОРЫ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ДОКЕМБРИЙСКИХ
КОМПЛЕКСОВ СЗ РОССИИ**

¹*Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск*

²*ГЕОХИ РАН, г. Москва*

Структура Водлозерского блока диаметром около 150 км вследствие плохой обнаженности слабо изучена, однако многими исследователями доказано ее наиболее раннее возникновение относительно других архейских структур Фенноскандинавского щита. Основой для общей тектонической позиции территории является как характер ансамбля палеоархейских и архейских супракрустальных комплексов, установленный геофизическими и геологическими данными, так и его контуры. В геологическом строении непосредственно участвуют: а) амфиболиты, описанные в местах их максимального распространения (волоцкая толща); б) вышележащие (?) полосчатые биотитовые гнейсы дискуссионного генезиса (водлинская толща); в) тоналиты (по мнению В.В. Куликовой, метасоматиты по амфиболитам) как автохтонные, так и аллохтонные [6]. Амфиболиты по базальтам и коматиитам с возрастом около 3.4 млрд лет слагают реликты довольно крупных структур в виде или монотонной толщи мощностью более 3 км, выделенной в качестве волоцкой свиты [5, 6], или повсеместно встречающихся их останцов (многочисленные ксенолиты, скиалиты среди мезо- и неоархейских гранитов), вместе с которыми они неоднократно претерпели метасоматоз, гранитизацию и метаморфизм разной степени. Первые изотопные возрасты амфиболитов по мафит-ультрамафитовым вулканитам свиты в районе оз. Волоцкого были определены Sm-Nd методом как 3391 ± 76 – 3353 ± 60 Ма [9] и отнесены авторами к чудию [4, 7].

Однако существуют и более древние определения: 1) в ТТГ среднего течения р. Водлы – около 3500 Ма [10]; 2) в палеопротерозойских лавах коматиитовых базальтов в районе Синегорья (ЮВ оконечность кряжа Ветреный Пояс) – 3822 ± 48 Ма, которые могли быть захвачены из кварцитопесчаников подстилающей лавы токшинской свиты; 3) в проблематичной по происхождению Маткалахтинской структуре в центре блока в так называемых «аренитах» – 3871.5 ± 38.6 – 3837 ± 42.1 Ма [3] (саамий или неохадей, а также более молодые: 3334 ± 11 – 3289 ± 19 и 3248 ± 3.8 – 3236.1 ± 3.5 Ма (сколтий); 3158.8 ± 4.4 – 3098.3 ± 3.7 ; 3172 ± 7 – 3105.9 ± 5.7 ; 2938 ± 31 Ма (лопий), что свидетельствует о длительной истории его развития. Вышележащие биотитовые гнейсы водлинской толщи вместе с амфиболитами подвергались, как и вся территория Фенноскандинавского щита, метаморфизму от зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации (2850 ± 40 – 2860 ± 60 Ма, 2833 ± 70 Ма). Вероятным доказательством события могут быть изученные в Шилосской структуре [1, 14] породы на предмет древнего палеомагнетизма, которые претерпели наиболее интенсивный прогрев 2800 Ма назад, как и ТТГ и супракрустальные образования Водлозерского блока (2850–2800 Ма). Однако этот же интервал иногда рассматривается как время формирования непосредственно супракрустальных комплексов волоцкой свиты [15]. Поздние преобразования ТТГ и супракрустальных комплексов происходили в неоархее при внедрении гранитов, лейкогранитов, пегматитов мусковит – редкометальной специализации – 2764 ± 150 Ма, 2659 ± 29 Ма, 2673 ± 100 [5, 6]. В совокупности, эти возрасты [11] подтверждают ранее полученные нами геологические и

изотопные данные о существовании древнейших зеленокаменных комплексов на ЮВ Фенноскандинавского щита. А.Б. Вревский с коллегами [2] полагают, что останцы зеленокаменных пород в пределах блока могут рассматриваться или как ранние (палеоархейские – ?) ЗП, или как результат преобразования древнейших литосферных плит, но это остается на уровне дискуссий.

В восточной части блока имеются три крупные структуры: Черевская, Шальская и Илексинско-Водлозерская. Первые две пока рассматриваются в качестве синформных, т. е. имеющих признаки синклиналей, крылья которых сохраняются спорадически, а реконструкция затруднительна. Илексинско - Водлинская антиформа характеризуется развитием преимущественно ТТГ, осложненных поздними гранитоидами, и в общих чертах представляет собой купольную структуру, центральная часть которой “расчленена” (?) субмеридиональной Маткалахтинской структурой неясного возраста.

В большинстве случаев амфиболиты и тоналиты «тонут» в позднекинематических гранитах мезо- и неогархея, особенно широко распространенных по краевой части сегмента вдоль границы с Сумозерско-Кенозерским ЗП [5, 6]. Как правило, это плагиомикроклиновые и лейкограниты, приуроченные к зонам субгоризонтального отслоения различного направления, поэтому при мощности даже около 10 м обнажаются на значительных площадях, ассимилируя и изменяя палеоархейские породы до неузнаваемости. Трондьемиты и риолиты мезоархея встречаются в виде крупных жил с четкими секущими контактами. Трондьемиты, как правило, мигматизируют амфиболиты и тоналиты. Неоархейские порфировидные плагиомикроклиновые граниты 1 фазы семейства умеренно щелочных гранитов нормального ряда и, частично, умеренно щелочные лейкограниты, возникшие, возможно, за счет наложенного окварцевания при аляскитизации, широко развиты вдоль восточного побережья Онежского, по западному берегу оз. Водлозера и образуют обширные плоские массивы (Кубовский, Охтозерский). Они, как правило, приурочены к пологим субгоризонтальным зонам отслоения (деламинация -?) и характеризуются небольшой мощностью (10–20 м).

Черевская синформная структура выделена в восточной части блока в долинах рек Сухая Водла, Нетома и Винела. Она играет существенную роль для понимания общей структуры и строения всего блока и прослеживается в направлении от оз. Волоцкого на ВСВ до тектонического контакта с лопийскими (мезоархейскими) образованиями Сумозерско-Кенозерского ЗП. СЗ крыло структуры (долина р. Нетомы), представлено в разной степени измененными останцами амфиболитов, имеет субмеридиональное направление и субвертикальное или крутое падение на ЮВ. Метавулканиты многократно изменены, в том числе и в гранулитовой фации метаморфизма. Амфиболиты и тоналиты подвергались складчатым и разрывным деформациям и интродуцированы палеопротерозойскими (?) дайками ультраосновных пород (Винельская, Черевская), габбро-долеритов, трондьемитов, гранитов, лейкогранитов и пегматитов.

Устанавливается определенная зависимость характера деформаций от положения интрузивных тел, что позволяет относительно достоверно реконструировать первичную структуру комплекса. С поздними деформациями связаны лейкограниты и мусковит - редкометальные пегматиты с возрастом $2650 \pm 50 - 2733$ Ма [5, 6]. Аллохтонные диориты отличаются однородным мелко- и среднезернистым сложением, имеют небольшие размеры и резкие четкие границы с вмещающими амфиболитами и тоналитами. Они, как правило, расположены вблизи краевой (?) зоны блока. Неоархейские трондьемиты оказывают значительное воздействие на тоналит-амфиболитовую ассоциацию. Сложность изучения нижнеархейских амфиболитов обуслови-

вается мощным калиевым метасоматозом, связанным с активной флюидной деятельностью, завершившейся внедрением позднекинематических гранитов и пегматитов. Первые признаки формирования этого комплекса относятся к периоду около 2850 млн лет, когда повсеместно на блоке по тектоническим зонам, особенно вблизи краевой части блока, стала проявляться калишпатизация субстрата и амфиболовый порфиробластез по нему. Разрывные деформации в пределах структуры выражены в рельефе, отчетливо просматриваются на космоснимках, фиксируются долинами рек, нарушением рисунка магнитных аномалий и, по крайней мере, 5 группами разновозрастных даек [6].

Илексинско-Водлозерская антиформа, в которой палеоархейский субстрат супракрустальных пород практически полностью уничтожен, разделяет две вышеописанные структуры, но сама имеет крайне сложное строение.

Некоторые авторы [1] находят связь, напр., в мезоархейских базитах Шилосской структуры, выделенной ими компоненты намагниченности < 2500 Ма со временем формирования гипотетического “Балтийского плюма”. Однако есть основание полагать, что здесь шло формирование плюма Виндибелт [13], проявление которого отмечается по внедрению сначала ряда габбро-норитовых даек: Авдеевско – Дедовской и Шальской в период 2504–2508 Ма, затем Бураковского плутона (2449 Ма), контролирующего мантийный разлом того же направления. В геофизических полях вблизи него отмечаются “скрытые” в коре магнитные аномалии, аналогичные форме плутона. Волнообразный рисунок магнитного поля вокруг них, сопровождаемый наложенным гранулитовым метаморфизмом, установленным при геологическом картировании, хорошо различается (рис. 1). Кроме того, в центре блока установлены более мелкие интрузивы (Выжига, Шардозеро, Мельничный и др.), а на В – 20-километровая субмеридиональная Винельская дайка (2430±174–2437±3 Ма) [15].

Активная тектономагматическая история исследуемой территории подтверждается данными изотопных возрастов на протяжении всей ее геолого-геофизической истории (рис. 1). Однако остаются вопросы относительно геометрической формы блока как следствия условий геодинамики его возникновения. С позиций фрактальной теории [8, 12] контуры блока соответствуют “острову” или “снежинке К. Коха”. На рис. 2 контуры блока и форма деформированной “снежинки” практически сопоставимы. А исходя из факта, что Водлозерский блок по размерам сопоставим с о-вом Гавайи, его динамика его образования может быть объяснена мантийной активизацией и разрывами сплошности палеокоры с образованием частных “фрактальных” структур в виде плоских углов с длиной стороны около 40 км. В совокупности они оконтурили блок выделив его в самостоятельную структуру. Внедрение плюма Виндибелт расширило зону ограничения блока по палеорифту Ветреный Пояс (рифт в рифте), а центральная часть стала соответствовать вулканическому острову Гавайи.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00367а

Литература

1. Арестова Н. А., Гуськова Е. Г., Краснова А. Ф. Палеомагнетизм пород Шилосской структуры Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса, Восточная Карелия // Физика земли. 2000. № 5. С. 70–75.
2. Вревский А. Б., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. и др. Некоторые особенности модельных представлений о происхождении архейских ТТГ ассоциаций древних кратонов. Геотектоник. 2010. № 4. С. 1–19.
3. Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритные цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // Докл. РАН, 2010. Т. 430, № 5. С. 681–685.

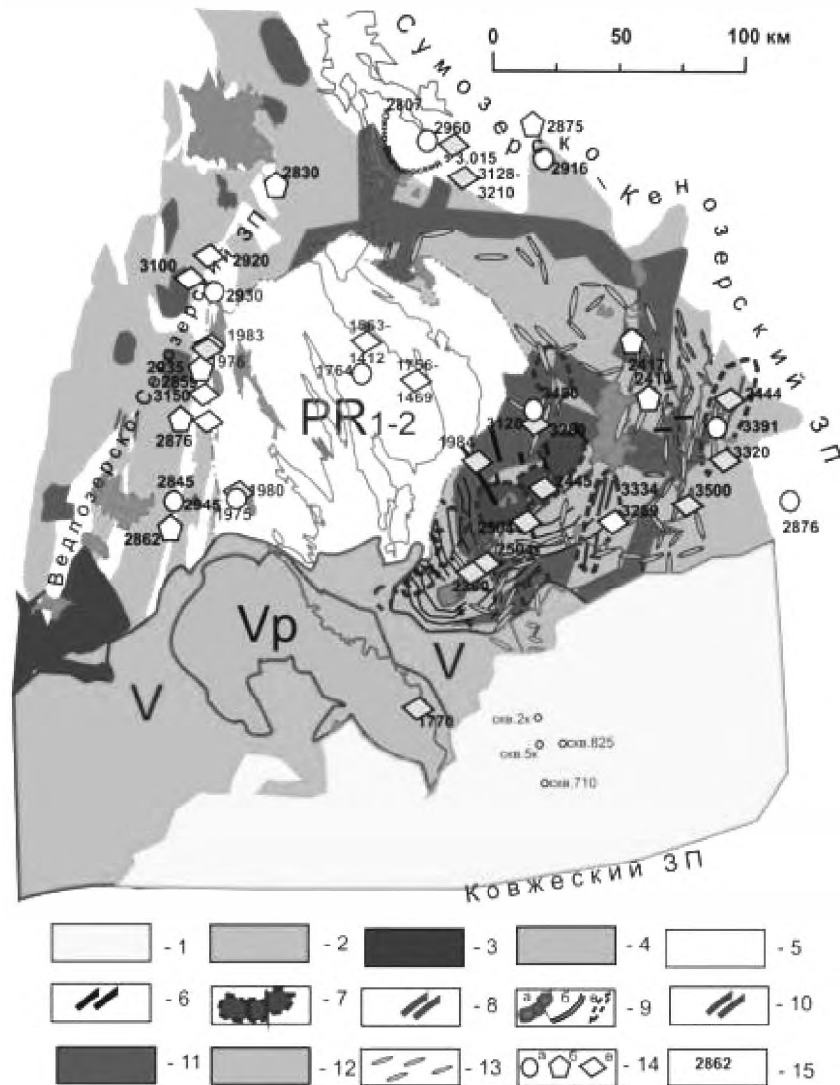
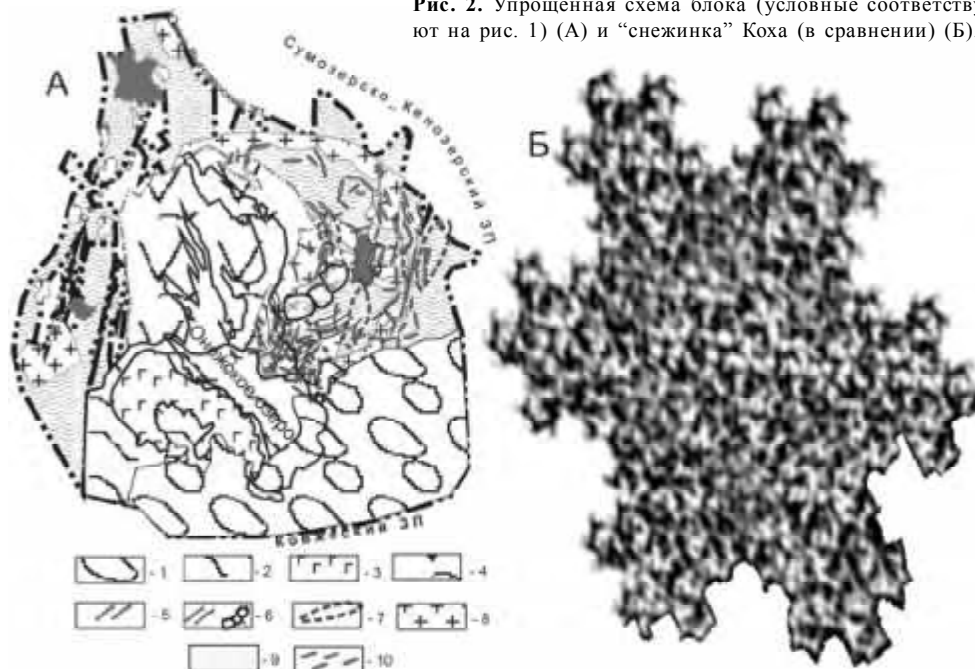


Рис. 1. Схема геологического строения Водлозерского блока. Фанерозой. 1 – девонские образования, Неопротерозой (венд); 2 – песчаники, конгломераты. Мезопротерозой (рифей); 3 – граниты рапакиви. Палеопротерозой. Вепсий, 4 – кварцитоесчаники, силлы долеритов, Ятулий – лодиковий; 5 – нерасчлененный комплекс осадков (в т.ч. доломитов, шунгитов и солей), вулканитов; долеритов; метасоматитов и др; 6 – дайки и силлы долеритов пудожгорского типа. Сумий-сариолий; 7 – Бураковский расслоенный плутон; 8 – Авдеевская, Шальская и др. дайки габброноритов; 9 – внутрикоровая магнитная аномалия остаточного (?) расплава Бураковского плутона (а), “волн” магнитного поля вокруг нее (б), выделенных полей гранулитового метаморфизма по геофизическим и геологическим данным. Мезоархей (?); 10 – нерасчлененный комплекс даек. Нео- и мезоархей нерасчлененные; 11 – пегматиты, граниты, трондьемиты. Палеоархей. 12 – нерасчлененный комплекс ТТГ (тоналиты, трондьемиты, диоритиды); 13 – останцы и реликты древнейших амфиболитов Фенноскандинавского щита; 14 – изотопные датировки, полученные Sm-Nd (а), Pb-Pb и U-Pb по цирконам и бадделейтам (б), K-Ar по биотиту и мусковиту (в) методами; 15 – значение изотопного возраста в млн лет.

Рис. 2. Упрощенная схема блока (условные соответствуют на рис. 1) (А) и “снежинка” Коха (в сравнении) (Б).



4. Куликов В.С., Куликова В.В. К совершенствованию хроностратиграфической схемы архея и палеопротерозоя российской части фенноскандинавского щита // Тез. докл. междунар. науч.-практ. конф. “Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента восточно-европейской платформы”. 2010. Киев: УкрГГРИ. С. 119–122.
5. Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В. и др. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.
6. Куликова В.В. Волоцкая свита-стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1993. 255 с.
7. Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.
8. Мальденброт Б.. Фрактальная геометрия природы. М.: ИКИ, 2002. 656 с.
9. Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликова В.В., Самсонов А.В., Симон А.К. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // Докл. АН СССР, 1991. Т. 317, № 1. С. 197–202.
10. Сергеев С.А., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б. и др. 3.5 млрд. лет древнейший возраст, установленный для докембрия Балтийского щита // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 4. С. 942–945.
11. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г., Преснякова С.Л. Новый возраст тоналит-гранодъемитовой ассоциации на Балтийском щите // Стратиграфия и геологическая корреляция Т. 17 (2). 2009. С. 124–128.
12. Юргенс Х., Пайтген Х-О., Заупе Д. Язык фракталов // Scientific American. Издание на русском языке № 10. Октябрь 1990. С. 36–44
13. Kulikov V.S., Bychkova Ya.V., Kulikova V.V., Ernst R. The Vetreney Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces. *Precambrian Research* 183 (2010) 589–601.
14. Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayev V.P., Sergeev S.A. et al. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain) // *Precambrian Res.* 62 (1993). P. 375–379.
15. Puchtel I. S., Humayuna M., Walker R.J. Os–Pb–Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // *Precambrian Research* 158 (2007) 119–137.

Е.П. Леликов, Т.А. Емельянова, М.А. Коптев

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ И
ТИХООКЕАНСКОГО СКЛОНА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

*Учреждение Российской Академии наук Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток*

Для решения проблемы происхождения островной дуги важную роль играют данные о геологическом строении тихоокеанского склона дуги, поскольку в его пределах развиты образования различного состава и возраста, в том числе породы фундамента Курильской островной системы.

Островной склон начинается от береговой линии Курильских островов и протягивается до оси желоба. Ширина его 180–200 км. Он делится на две части подводной долиной Буссоль, расположенной между островами Уруп и Симушир [1]. В верхней части островного склона выделяется подводный хребет Витязя, прослеживающийся от Малой Курильской гряды на юго-западе до траверза Камчатского мыса на севере. В структурном плане по данным Б.И. Васильева [1] островной склон подразделяется на Южно-Курильскую синклиналь, Малокурильскую антиклиналь, внешнюю синклиналь, фронтальную антиклиналь и приосевой блок.

Мощность отложений Южно-Курильской синклинали достигают 1800–2000 м в ее осевой части. Поверхность ее сложена верхнемиоцен – плиоценовыми и плиоцен-четвертичными отложениями.

Наибольший интерес представляет Малокурильская антиклиналь, которая включает подводный хребет Витязя. Нами выполнено три рейса на НИС “Академик М. Лаврентьев” (37 рейс, 2005 г.; 41 рейс, 2006 г. и 52 рейс, 2010 г.), в которых были выполнены геологические работы на этом хребте, что позволило составить геологическую карту и дать подробную его геологическую характеристику [4, 5]. Здесь были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол. В целом по данным магнитометрии консолидированный фундамент района представлен преимущественно магнитоактивными геологическими комплексами, в качестве которых выступают магматогенные формации базитового ряда [3]. На основании радиоизотопного возраста, петрогеохимических, петрографических и палеонтологических данных, сравнения поднятых пород с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря проведено разделение их на несколько возрастных комплексов: магматические породы на – позднемиоценовой, эоценовой, позднеолигоценной, миоценовой и плиоцен-плейстоценовой, вулканогенно-осадочные – на позднемиоценовой – раннепалеоценовой (поздний кампан-дат), палеогеновой нерасчлененной (палеоцен-эоцен?), олигоцен-раннемиоценовой и плиоцен-плейстоценовой комплексы [5].

Позднемиоценовой комплекс (74.0 млн лет) представлен малоглубинными субвулканическими биотитовыми гранит-порфирами.

На основании радиоляриевых данных к позднемиоценовому-раннепалеоценовому кремнисто-терригенному комплексу отнесена толща кремнистых алевроаргиллитов, алевролитов и песчаников. В туфогенно-кремнистых породах установлена ассоциация радиолярий позднемиоценового-раннепалеоценового возраста, близкая к позднекампанским-маастрихтским ассоциациям охотоморского обрамления – За-

падной Камчатки, Олюторской зоны Корякии и Сахалина, а также сходная с отложениями малокурильской свиты о. Шикотан [6]. Осадконакопление этих толщ происходило в относительно спокойной тектонической обстановке, в условиях слабой эксплозивной вулканической деятельности [4].

Палеогеновые грубообломочные терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники), совместно с эоценовыми и позднеолигоценовыми (50.4–47.2 млн лет) игнимбритами и спекшимися туфами, представляют собой единый палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс, сформировавшийся в субаэральных мелководных условиях.

Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла – это смешанные вулканогенно-осадочные образования с диатомеями: туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфодиатомиты. Встречаются диатомовые глины с пирокластикой. На основании диатомового анализа все эти породы подразделяются на два возрастных комплекса: ранне-среднеэоценовый и раннеолигоценовый (33.7–31.0 млн лет). Оба комплекса сформировались преимущественно в шельфовых условиях. А их нахождение на глубинах 1900–2200 м указывает на значительное погружение хребта Витязя под уровень моря в позднем олигоцене.

В позднеолигоцен-раннемиоценовый период (24.0–20.3 млн лет) в районе южного плато осадконакопление происходило преимущественно в батиальных условиях. А на северном плато, в отложениях которого установлен споро-пыльцевой комплекс, оно происходило в мелководных морских условиях. В верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых (5.5–3.5 и 2.0–1.0 млн лет) осадках преобладают океанические виды диатомей, что указывает на глубоководные условия их образования аналогичные современным [4].

В пределах хребта Витязя наблюдаются несколько вспышек вулканической деятельности, мощность которых нарастала с каждым последующим этапом, и наиболее интенсивно вулканизм проявился в плиоцен-плейстоцене. Кайнозойские вулканические образования, подразделяются на палеоценовые, эоценовые, олигоценовые, миоценовые и плиоцен-плейстоценовые. За исключением последних все остальные породы несут следы субаэрального извержения – большой объем пирокластического материала (туфов различного состава, часто спекшихся вплоть до игнимбритов) и наличие флюидальных и псевдофлюидальных текстур. И лишь плиоцен-плейстоценовые вулканиты образуют лавы с шаровой отдельностью, Fe-Mn корками и повышенной пористостью, которые указывают на близповерхностное подводное формирование. Каждый из выделенных вулканических комплексов в пределах хребта отражает тектоно-магматический этап его развития и по времени совпадает с этапами развития в других частях зоны перехода континент-океан.

Все изученные магматические породы обладают многими общими геохимическими особенностями и относятся к образованиям известково-щелочной серии островных дуг.

При этом, плиоцен-плейстоценовые вулканиты подразделяются на толеитовые, известково-щелочные и субщелочные разности, которые различаются по содержанию щелочей и степени фракционирования REE. Значения соотношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ колеблются от 0.74 и 0.84 в толеитовых разностях до 1.19 и 1.44 – в известково-щелочных и 2.32 и 3.73 – в субщелочных. Все три разновидности слагают одни и те же вулканические постройки. Их формирование происходило в результате дифференциации магматического расплава, проникающего по раз-

ломным зонам из мантийного источника со слабым обогащением расплава компонентами континентальной коры.

Влияние континентальной коры на магмогенерацию косвенно подтверждается ясно выраженным в породах хребта Ta-Nb минимумом, свойственным островодужным и континентальным вулканитам. Гораздо более определенные свидетельства участия древнего корового материала в источнике вулканитов следуют из полученных изотопных данных. Как Величины двухстадийного модельного возраста, T_{DM2} варьируют в широких пределах, от нуля в базитах до 0.77 млрд лет в кислых разностях, т.е. указывают на присутствие докембрийских пород в источнике кислых вулканитов Витязя. По-видимому, вплоть до плиоцен-плейстоцена, область хребта Витязя представляла собой окраину континента, где накапливались продукты эрозии древних пород.

К югу от хребта Витязя во фронтальной зоне наблюдаются слабо выраженные вулканические постройки, с которых были подняты базальты и андезиты. Эти породы сходны с плиоцен-плейстоценовыми вулканитами, установленными на полигоне Буссоль [4]. Это подтверждается наличием магнитных аномалий, которые прослеживаются в виде прерывистой цепочки от грабена Буссоль, в пределах которого аномалообразующими породами служили вулканиты основного состава. Таким образом, в пределах изученного нами в трех морских экспедициях протяженного участка фронтальной зоны Курильской островной дуги установлены и прослежены на сотни км молодые плиоцен-плейстоценовыми вулканиты, что является очень важным, поскольку рядом исследователей фронтальная зона дуги рассматривалась в качестве внешней, невулканической дуги в общей системе дуга-желоб. В южной части фронтальной зоны на островах Малой Курильской гряды по данным Т.И. Фроловой с соавторами [8], выделяется два этапа вулканической деятельности: меловой, в течение которого отмечаются две вспышки вулканической активности (раннего и позднего мела) и неогеновый, разделенных длительным перерывом, включающим почти весь палеоген. В дальнейшем (после неогена) Малая гряда становится амагматичной. В отличие от нее среди вулканических пород хребта Витязя выделяются палеоценовый, эоценовый, позднеолигоценовый, среднемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы. При этом установлено широкое развитие вулканитов последнего комплекса в пределах хребта, которые согласно данным гидромагнитной съемке возможно продолжают до Малой гряды.

Внешняя синклираль сложена кайнозойскими осадочными отложениями мощностью 1200–1600 м в осевой части южного участка (к югу от пролива Буссоль) и порядка 600–700 м в ее северо-восточной части. Она представлена туфодиамиитами, туфоаливролитами, диатомовыми глинами, реже встречаются туфы, песчаники и туфобрекчии [1]. По данным диатомового анализа среди них выделяются ранне-среднеэоценовые, ранне – и позднеолигоценовые, олигоцен-нижнемиоценовые, верхнемиоцен-плиоценовые и плиоцен-плейстоценовые отложения.

Фронтальная антиклиналь фиксируется выходами фундамента по данным НСП и прослеживается вдоль Курило-Камчатского желоба на всем его протяжении в интервале глубин 5800–6800 м. На основании небольшого объема драгирования, выполненного Б.И. Васильевым [1] на разрозненных участках в строении этой структуры принимают участие алевролиты, кремнистые алевролиты, роговики, песчаники, туфобрекчии, андезиты и их туфы, а также сиениты, граниты и габбро.

По набору пород и их составу фронтальная антиклиналь аналогична образованиям Малокурильской антиклинали, хребту Витязя и островам Малокурильской

зоны. Все это позволяет относить породы этой антиклинали к верхнемеловому-палеогеновому возрасту и считать эти две антиклинальные зоны по Б.И. Васильеву [1] крыльями единого прогиба, заполненного осадками, так называемой внешней синклинали. В пределах этих антиклинальных зон выступают образования фундамента океанического склона и самой Курильской дуги.

Проблема фундамента Большой Курильской гряды решается на основании единичных находок метаморфических и интрузивных пород встречающихся в виде ксенолитов в лавах Курильских островов [7]. На основании этих данных К.Ф. Сергеев [6] предполагает под этой грядой наличие складчатого фундамент герцинского или мезозойского возраста, переработанного последующими тектоническими движениями, а по Б.И. Васильеву с соавторами [1] весь островной блок, включая хребет Витязя, является частью складчатой области, сформированной на восточной окраине Азиатского континента в результате заключительных этапов мезозойского орогенеза. В тектоническом плане район Малой Курильской гряды и хребта Витязя рассматривается К.Ф. Сергеевым [6], как стабильная тектоническая структура, служившая упором для распространения кайнозойских складчатых движений в смежной с ней зоне Большой Курильской гряды и представляет собой остаточное геоантиклинальное поднятия позднекайнозойской геосинклинальной области. Предполагается [2], что подводный хребет Витязя является остатками древней (меловой) дуги, столкнувшейся с современной зоной субдукции, а возраст Большой Курильской гряды составляет порядка 25 млн лет (олигоцен-миоцен).

Таким образом, в геологическое строение тихоокеанского склона Курильской островной дуги принимают участие породы фундамента, выходящие на поверхность дна на крыльях крупного срединного прогиба (внешней синклинали по Б.И. Васильеву [1]), которые сложены однообразным набором пород мел-палеогенового возраста. Полученные данные по изотопам неодима, позволяют предполагать древнее, возможно, докембрийское заложение на континентальной коре хребта Витязя, представляющего северо-западное крыло этой складки. И весь этот тихоокеанский склон можно выделить в качестве фронтальной области Курильской островной системы и преобладающим типом напряжений здесь является сжатие при погружении Тихоокеанской плиты под Азиатский континент.

Литература

1. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 105 с.
2. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. 1979. Введение в геодинамику. М.: Наука, 128 с.
3. Иваненко А.Н., Филин А.М., Горшков А.Г. и др. Новые данные о структуре аномального магнитного поля центральной части Курило-Камчатской островной дуги // *Океанология*. 2008. Т. 48, № 4. С. 600–614.
4. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // *Океанология*. 2008. Т. 48, № 2. С. 260–270.
5. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе “сейсмической брешы” (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // *Тихоокеан. геология*. 2008. Т. 27, № 2. С. 3–15.
6. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
7. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских вулканов. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
8. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.

А.М. Мазукабзов, Е.В.Скляров, Т.В.Донская, Д.П.Гладкочуб
КОМПЛЕКСЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ
АЗИИ

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Регион, в пределах которого рассматриваются комплексы метаморфических ядер, располагается между Сибирским и Сино-Корейским картонами и представляет собой коллаж разновозрастных структурно-вещественных комплексов. Здесь выделяют фрагменты палеозойских (каледонских и герцинских) геотектонических зон, Амурской микроплиты с докембрийской корой, позднемезозойского Монголо-Охотского и Солонкерского орогенных поясов.

Комплексы метаморфических ядер (МСС) были выделены в Северо-Американских Кордильерах в 80-х годах двадцатого столетия [1]. Они представляют собой структуры, сложенные аномально деформированными метаморфическими и магматическими породами тектонически перекрытыми и растянутыми менее деформированными и метаморфизованными или неметаморфизованными образованиями. Комплексы метаморфических ядер в Забайкалье были установлены в начале 90-х годов [2]. В это же время они были открыты в северной части Китая [3].

В Забайкалье МСС образуют две самостоятельные ветви северо-восточной ориентировки. Одна из них наиболее протяженная прослеживаются из северной Монголии до Олекминского Становика на расстояние до 1300 км. Другая ветвь располагается южнее, тяготея к границе с Монголией. Комплементарно МСС располагаются позднеюрско-раннемеловые впадины, которые является частью обширной позднемезозойской Забайкальско-Восточномонгольской континентальной эпиорогенной рифтовой системы [4]. Согласно современным тектоническим воззрениям, Забайкалье имеет террейновое строение, элементы которого сформированы от позднего рифея до позднего палеозоя [5]. На этот структурный план наложены структурно-вещественные комплексы мезозоя, которые формировались в условиях активной континентальной окраины и последующей коллизии, связанных с закрытием клиновидного Монголо-Охотского океана [6]. В результате возник сложно построенный Монголо-Охотский орогенный пояс. Начиная с поздней юры, на западном фланге возникшего орогена устанавливаются признаки формирования структур растяжения, вызванных коллапсом орогена [7]. Процессы растяжения способствовали тектоническому экспонированию среднекорových уровней коры в приповерхностные, что привело к формированию МСС с аномально деформированной и метаморфизованной корой [8].

МСС, установленные здесь (Бутулиннурский, Заганский, Яблоновский, Цаган-Олуевский, и др.) характеризуются близкими чертами строения. По структурно-вещественным признакам в них выделяются три структурных уровня: ядро, зона милонитов и образования покрова. Ядро вскрывается в наиболее приподнятой части комплекса и сложено преимущественно раннепалеозойскими гранитами и гранитогнейсами с небольшими по площади ксенолитами метаморфических пород. Зона милонитов окаймляет ядро и характеризуется разнообразными динамометаморфизованными породами, возникшими преимущественно за счет преобразования пород ядра и частично перекрывающих их образований. Мощность милонитов до-

стигает 2 км. К покровным образованиям относятся вулканогенно-осадочные образования раннего мела и частично поздней юры. Они не затронуты метаморфизмом, но подвержены хрупким деформациям. Располагаются они структурно выше милонитов, отделяясь от них зоной детачмента.

Выявление комплексов метаморфических ядер позволяет с иных позиций объяснить природу метаморфических образований Забайкалья. Характерным признаком метаморфических образований является пологое залегание гнейсовидности и сланцеватости, наиболее отчетливо наблюдаемое в краевых частях. Кинематический анализ их на микро- и макроуровне (складки, линейность, будинаж, тени давления, S–S и C–C структуры, кинкбэнды) указывает, что становление МСС осуществлялось в условиях растяжения. Деформация растяжения характеризуется трендом северо-запад – юго-восток. Механизм растяжения реализовался в режиме простого сдвига по зонам глубоко проникающих региональных срывов. При этом, тектонический транспорт вещества осуществлялся в юго-восточном направлении, т.е. верхние части тектоностратиграфических разрезов относительно нижних смещались на юго-восток. Такие движения сопровождалось возникновением синтетических сбросов листрического типа, что способствовало формированию рифтовых впадин. Время наиболее интенсивного тектонического экспонирования определяется значениями 112–123 млн лет (Ar–Ar метод), а время проявления метаморфизма в зоне ядра метаморфического комплекса по метаморфогенным цирконам составляет 138.1 ± 1.6 млн лет [9]. Породы внутренней части зоны глубинного срыва были преобразованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизм ($T = 590\text{--}640^\circ\text{C}$ и $P = 3.2\text{--}4.6$ кбар) [10, 11].

Таким образом, структурно-геологические, петрологические и изотопные данные убедительно показывают, что значительная часть метаморфических образований Забайкалья имеет позднемезозойский возраст. Формирование их происходило в режиме растяжения на среднекоровом уровне, взаимосвязанных с процессами становления региональных срывов. Проявление этих процессов было обусловлено коллапсом позднемезозойского орогена, который возник в результате раннемезозойских аккреционно-коллизионных событий. Утолщение континентальной коры привело к усилению теплового потока и к повышению пластичности в низах коры. Это предопределило неустойчивость орогена и его растекание на среднекоровом уровне, что привело к возникновению регионального растяжения и срывов. Утонение коры сопровождалось изостатическим компенсированием. Это привело к выводу на поверхность комплексов среднекорового уровня и к формированию комплексов метаморфических ядер с комплементарными им рифтовыми впадинами.

По имеющимся геологическим данным МСС Забайкалья прослеживаются в Джугжуро-Становую складчатую область, где по сумме структурно-геологических признаков было намечено несколько комплексов (Тунгирский, Ненюйский и Гиллюйский). В настоящее время появились доказательства наложения раннемелового метаморфизма и гранитоидного магматизма на палеопротерозойские образования в Джугжуро-Становой зоне. Эти явления связываются с закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Амурской континентальной микроплиты с южной частью Сибирского кратона [12]. Эксгумация метаморфических пород следовала непосредственно за коллизией, поскольку они перекрываются отложениями нижнемеловых впадин. Из этого видно, что геодинамическая ситуация в этой зоне близка к

условиям Забайкалья, что подтверждает возможность возникновения здесь крупномасштабных процессов растяжения и становления МСС.

В области максимального схождения Амурской микроплиты и Сибирского кратона установлен Гонжинский МСС раннемелового возраста, формирование которого осуществлялось в условиях транстенсии.

Структуры МСС закартированы в Монголии в ее северо-восточной части (МСС Ерендав), а также во Внутренней Монголии (МСС Хохот).

Большую часть Северного Китая занимает Сино-Корейский кратон. С севера к нему примыкают складчатые сооружения герцинид, а с юго-востока он отделяется узкой складчатой зоной Дайбешань-Сулу от кратона Янцзы. Преобладающая часть выделяемых в настоящее время МСС тяготеет к Сино-Корейскому кратону. Из всего разнообразия МСС наибольшая информация о строении имеется для комплекса Ляонин. Он располагается на Ляодунском полуострове и в плане имеет эллипсоидальную форму. В поперечном сечении ему свойственно асимметричное строение: северо-западное крыло имеет крутое погружение, а юго-восточное – пологое.

Комплекс состоит из detachmentа Джинзоу, протерозойско-палеозойских осадочных пород в верхней пластине и эксгумированных высокоградиентных метаморфических пород архея с раннемеловыми интрузивными плутонами в нижней пластине [13, 14]. К западному флангу detachmentа приурочен полуграбен выполненный раннемеловыми недеформированными терригенными образованиями.

Эксгумация его подошвы со среднекорового уровня доказывается в зоне detachmentа постепенным переходом от милонитизированных пород амфиболитовой фации через ретроградные изменения в зеленосланцевой фации к хлоритовым брекчиям. Милонитовая зона имеет мощность до 3 км и включает раннемеловые синкинематические гранитоиды (128–118 млн лет) вместе с древними метаморфическими породами. Аг-Аг возраст биотита, роговой обманки и К-полевого шпата из милонитовых пород указывает, что коровый комплекс испытал поднятие между 120 и 107 млн лет. Кристаллизации цирконов в синтетектонических лейкократовых гранитоидах определяется значениями 122–118 млн лет и протекала при температуре 700–800° С. Закрытие аргоновой диффузии в горнблендитах, мусковитах и К-полевым шпате осуществлялась при снижении температур от 500 до 200° С. Структурные наблюдения указывают на то, что минеральная и структурная линейность характеризуется трендом северо-запад юго-восток. Для этой линейности свойственно пологое погружение в северо-западных и юго-восточных румбах. Ориентировка шарниров складок характеризуется разбросом в пределах 180°. Однако для значительной части шарниров имеет направление, совпадающее с направлением линейности. Кинематические индикаторы, установленные в милонитах (линзы скольжения, асимметрия порфирокластовых систем, асимметричные микроскладки и др.) свидетельствуют о перемещении верхней пластины на запад-северо-запад.

Формирование МСС Ляонин и других комплексов, имеющих сходную геолого-структурную позицию, объясняется динамическим воздействием погружающейся Тихоокеанской плиты в раннемеловое время [14, 15], что выразилось в тектонической перестройке Восточного Китая. Эти же движения оказали существенное воздействие на становление впадины Сунляо.

Анализ МСС рассматриваемого региона позволяет сделать вывод, что по особенностям строения, структурно-кинематическим признаками, а также по времени и механизму формирования они характеризуются схожими признаками. Отличие состоит в том, что их становление происходило на континентальной коре, с различной предысторией геологического развития. В Забайкалье МСС формировались на коре возникшей в результате палеозойских и мезозойских этапов тектогенеза, а в Северном Китае на коре кратонного типа, консолидированной в палеопротерозое.

Работы были выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-01005).

Литература

1. Crittendon M.D., Coney P.J., Davis G.H. (Eds.). Cordilleran metamorphic core complexes. Mem. Geol. Soc. Amer. 1980. 153–486 p.
2. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.И., Доронина Н.А., Шафеев А.А. Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // ДАН. 1994. Т. 339, № 1. С. 83–86.
3. Zheng Ya-dong, Wang Shi-zheng, Wang Yu-fang. An enormous thrust nappe and extensional metamorphic core complex newly discovered in Sino-Mongolian boundary area // Science in China. 1991. V. 34, N 9. P. 1145–1152.
4. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1989. 271 с.
5. Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh. et al. The east Siberia Transect // Intern. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 154–175.
6. Парфенов Л.М., Полеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
7. Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В. Индикаторы коллапса позднемезозойского орогена в Центральном-Азиатском складчатом поясе // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 37–40.
8. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
9. Изброев И.А., Рипп Г.С., Дорожкевич А.Г., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Посохов В.Ф. Возраст метаморфизма силлиманитсодержащих сланцев Кяхтинского месторождения // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 2. С. 235–239.
10. Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (Юго-Западное Забайкалье) // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 6. С. 788–792.
11. Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Krüner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // J. Geol. Soc. London. 2008. V. 165. P. 405–421.
12. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 2. С. 222–226.
13. Junlai L., Davis G.A., Zhiyong L., Fuyuan W. The Liaonan metamorphic core complex, Southeastern Liaoning Province, North China: A likely contributor to Cretaceous rotation of Eastern Liaoning, Korea and contiguous areas // Tectonophysics. 2005. V. 407. P. 65–80.
14. Lin W., Faure M., Mone P., Schdrer U., Panis D. Mesozoic Extensional tectonics in Eastern Asia: The South Liaodong Peninsula Metamorphic Core Complex (NE China) // J. Geology. 2008. V. 116. P. 134–154.
15. Davis G.A., Xianglin Q., Yadong Z., Heng-Mao T. et al. Mesozoic deformation and plutonism in Yunmeng Shan: a metamorphic core complex north of Beijing, China. In: Tectonic Evolution of Asia. New York: Cambridge University Press. 1996. P. 253–280.

А.И. Малиновский¹, М.И. Тучкова²

**ЛИТОХИМИЯ ОСТРОВДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
РОССИИ И ЕЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

² Геологический институт РАН, г. Москва

Изучение вещественного состава терригенных пород имеет большое значение для установления источников обломочного материала, определения состава областей питания и, в конечном счете, для выяснения палеогеологических условий их формирования. Литохимический состав терригенных пород, как установлено исследованиями современных и древних отложений, в значительной степени зависит от вещественного состава материнских пород и от их расположения в определенных тектонических обстановках.

Островодужные обстановки обычно распознаются по ряду признаков: палеогеологическому положению, строению и составу слагающих их толщ, петрохимическим характеристикам вулканитов. Показана возможность использования химического состава терригенных пород для распознавания этих обстановок в древних бассейнах.

В работе использованы материалы изучения химического состава терригенных пород из разновозрастных островодужных комплексов Дальнего Востока России. Объектами изучения были песчаные и глинисто-алевритовые породы из раннемеловых и раннемеловых-кайнозойских отложений Олюторского террейна Восточной Камчатки, Айнынского террейна обрамления Пенжинской губы, а также Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов Сихотэ-Алиня (рис. 1).

Айнынский террейн расположен в обрамлении северной части Пенжинской губы (Охотское море), занимая большую часть Пенжинского хребта, и входит в состав раннемелового Корякского орогенного пояса. Сложно дислоцированные меловые образования слагают систему чешуй и дуплексов и интерпретируются как отложения аккреционной призмы. По химическому составу существенно различаются песчаные породы нижнего турбидитового и всех выше лежащих комплексов. Наибольшие различия видны в среднем содержании SiO_2 (61.47 % и 57.92–55.93 % соответственно). Кроме того, заметны различия по $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (6.86 % и 7.36–8.92 % соответственно), MgO (1.78 % и 2.78–3.59 %) и CaO (4.63 % и 5.16–5.65 %). Глинисто-алевритовые породы по составу близки песчаникам, при этом различия между комплексами также заметны. Наибольшие они по SiO_2 (в среднем 61.29 % для нижнего турбидитового и 55.53 %–58.64 % для остальных комплексов), довольно значительны по Al_2O_3 (17.50 % и 16.13 %–19.03 % соответственно) и несколько меньшие по суммарному железу (5.94 % и 7.04–7.78 %).

Олюторский террейн находится в южной части Корякского нагорья, протягиваясь на северо-восток вдоль побережья Берингова моря. В его геологическом разрезе совмещены раннемеловые-неогеновые океанические и островодужные комплексы, слагающие крупные аллохтонные пластины. В террейне по составу терригенных пород выделяются две минералого-литохимические провинции: Северная и Южная. По химическому составу в песчаниках наибольшие различия по кремнезему: в Северной провинции его в среднем по комплексам от 55.12 до 61.53 %, а в Южной – от 58.56 до

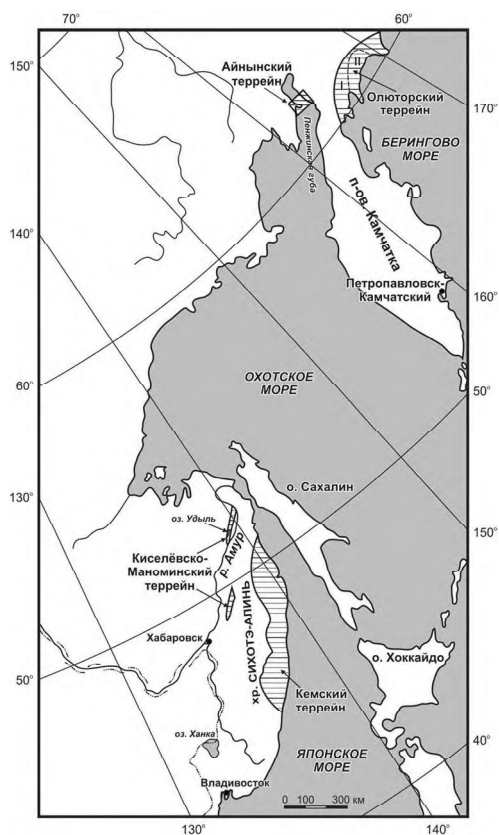


Рис. 1. Схема расположения изученных объектов. Минералого-геохимические провинции Олюторского террейна: I – Северная, II – Южная.

65.11 %. Также заметны различия по Fe_2O_3 (2.88–4.06 % и 1.63–3.22 %), MgO (2.57–4.16 % и 2.08–2.40 %), CaO (2.67–5.23 % и 1.23–1.75 %). Все это свидетельствует о большей фемичности отложений Северной провинции по сравнению с Южной. Глинисто-алевритовые породы по составу близки песчаникам, при этом содержат больше Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O , но меньше SiO_2 и Na_2O . В глинисто-алевритовых породах также хорошо заметны различия между провинциями. Для Северной характерны более низкие содержания SiO_2 и K_2O , и более высокие Al_2O_3 , MgO , CaO и суммарного железа.

Киселевско-Маноминский террейн расположен в Нижнем Приамурье, протягиваясь прерывистой полосой вдоль р. Амур. Террейн образован пакетами тектонических пластин, сложенными юрскими и раннемеловыми океаническими и островодужными комплексами. Островодужные образования накапливались в различных фациальных обстановках пред- и задуговых бассейнов, связанных с раннемеловой эпиокеанической островодужной системой. Химический состав пород различных комплексов террейна существенно различается. Песчаники вулканогенно-осадочного комплекса характеризуются более низкими содержаниями кремнекислоты (в среднем 58,56% и 66,90% соответственно), FeO (1.56 % и 2.40 %) и K_2O (0.96 % и 1.93 %), но более высокими Al_2O_3 (19.16 % и 12.99 %), Na_2O (6.87 % и 2.61 %), Fe_2O_3 (4.32 % и 2.82 %). Различия между составами глинисто-алевритовых пород комплексов также довольно значительны. Наибольшие они по кремнезему и несколько меньше по Fe_2O_3 , MgO и K_2O .

Кемский террейн расположен в восточной части хребта Сихотэ-Алинь. В строении террейна принимают участие баррем(?)–альбские осадочные и вулканические образования, рассматривающиеся как отложения задугового бассейна раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы. По химическому составу песчаники террейна довольно однородны. Заметны лишь несколько меньшие содержания в породах вулканогенного комплекса кремнекислоты (в среднем 73.26 % и 77.30 % соответственно), но большем TiO_2 (0.38 % и 0.25 %) и Al_2O_3 (10.76 % и 8.18 %). Химический состав глинисто-алевритовых пород близок во всех комплексах и отличается от состава песчаников меньшими содержаниями SiO_2 и CaO , но большими – TiO_2 , Al_2O_3 и $FeO+Fe_2O_3$, а также преобладанием K_2O над Na_2O .

Закономерности изменения химического состава песчаных и глинисто-алевритовых пород изученных объектов, а также существующие черты их сходства и различия хорошо видны на модульных диаграммах Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [1]. На них рассматриваемые отложения выстраиваются в последовательности: Кемский террейн–Киселевско-Маноминский террейн–Южная и Северная провинции Олюторского террейна–Айнынский террейн. Наблюдающаяся при этом положительная корреляция между парами ФМ-ТМ, ГМ-ТМ и отрицательная между ГМ-НКМ, ФМ-НКМ, ТМ-НКМ и ФМ- SiO_2 свидетельствуют о петрогенной (вулканомиктовой) природе пород, а также их принадлежности к грауваккам.

Палеотектоническая интерпретация химического состава пород изученных объектов приведена на диаграммах (рис. 2). Обобщение полученных результатов позволило показать островодужную природу этих объектов и установить следующие их особенности.

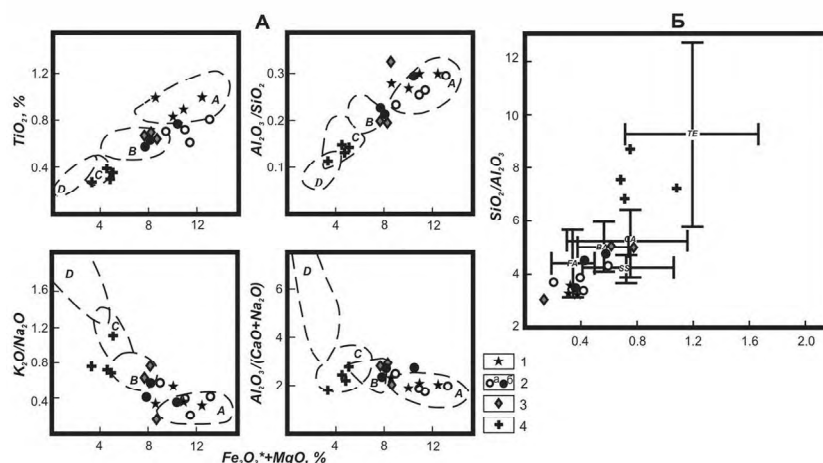


Рис. 2. Диаграммы химического состава песчаных пород из различных геодинамических обстановок. А – типы бассейнов [2]. Пунктирные линии – поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами. $Fe_2O_3^*$ – общее железо. Б – бассейновые обстановки [3]. Пересекающиеся линии –отклонения от среднего состава современных глубоководных песков из бассейнов пассивных континентальных окраин (ТЕ); активных континентальных окраин, сопряженных: со сдвиговыми дислокациями (SS); с окраинно-континентальными магматическими дугами (СА); с океаническими вулканическими дугами (FA – преддуговые и ВА – задуговые бассейны). 1–4 – террейны: 1 – Айнынский; 2 – Олюторский, провинции: а – Северная, б – Южная; 3 – Киселевско-Маноминский, Удыльский фрагмент; 4 – Кемский.

Формирование терригенных комплексов Айнынского террейна происходило главным образом за счет размывавшейся островодужной вулканокластике и продуктов синхронного вулканизма позднеюрско-раннемеловой энсиматической Удско-Мургальской островной дуги. Вместе с тем, в берриас-валанжинское время на осадкообразование оказывали влияние и гранитно-метаморфические комплексы зрелой континентальной окраины, а с конца альба дополнительным источником вулканокластике стал разрушавшийся Охотско-Чукотский вулканический пояс.

В Олюторском террейне основным источником обломочный материал для бассейнов обеих провинции была разрушавшаяся мел-палеогеновая энсиматическая Ачайваямская островная дуга, а также синседиментационные вулканические процессы. Одновременно существовал и внебассейновый сиалический источник, влиявший на седиментацию в Южной провинции. Этим источником были блоки континентальной коры, располагавшиеся к югу от террейна, на месте современного Берингова моря.

Область питания седиментационных бассейнов Удыльского фрагмента Киселевско-Маноминского террейна была гетерогенной. Основным источником вещества была вулканокластика, поступавшая с меловой энсиматической Удыльской островной дуги, к которой примешивался материал с размывавшейся континентальной окраины.

Область питания Кемского террейна, вероятно, объединяла окраинно-континентальную вулканическую дугу и поднятые блоки континентальной коры, служившие ее основанием. Источником материала была раннемеловая Монероно-Самаргинская островная дуга, поставлявшая в ее тыловодужный бассейн вулканокластику, а также фундамент этой дуги, образованный выдвинутым в сторону океана фрагментом континентальной коры.

Таким образом, химический состав терригенных пород, в совокупности с другими геологическими данными, позволяет достаточно уверенно распознавать островодужные обстановки в палеобассейнах древних орогенных поясов. Эти обстановки устанавливаются по следующим литохимическим особенностям терригенных пород: 1) принадлежности их к типичным грауваккам (либо субграуваккам для отложений окраинно-континентальных дуг); 2) невысокому уровню зрелости, но высокой фемичности пород, отражающих высокую интенсивность механического выветривания и захоронения вещества; 3) низким значениям титанового модуля и модуля нормированной щелочности, обусловленным обилием в породах глинисто-алевритового матрикса и особенно обломков основных эффузивов. Вместе с тем, существующие вариации в химическом составе пород из различных островодужных комплексов отражают их формированием в самых разнообразных геодинамических обстановках: в пред- и задуговых бассейнах как океанических, так и окраинно-континентальных островных дуг.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 09-III-A-08-404.

Литература

1. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
2. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983, V. 91. № 6. P. 611–627.
3. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1982. P. 551–561.

Ю.И. Мельниченко, В.В. Лепешко**ТЕКТОНОМОРФНЫЙ ЭФФЕКТ ГЕОДИНАМИКИ ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА***Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, г. Владивосток*

Япономорский регион включает впадину Японского моря и его складчатое обрамление. Обрамление впадины представлено протяженными морфоструктурами горных массивов Сихотэ-Алиня, Корейского полуострова, Сахалина и Японских островов, отделяющими его от материка, океана и окраинных морей. Впадина, границы которой проводятся по изобате 2500 м входит в состав Азиатско-Тихоокеанского тафрогена и занимает фрагменты дорифейской Китайской параплатформы. Она является наиболее изученной различными геологическими и геофизическими методами структурой северо-западной части Тихого океана. Тем не менее, проблема ее происхождения и развития остается во многом дискуссионной. Этому, как представляется, в значительной степени способствовало недостаточное внимание к вопросам эволюции рельефа морского дна и поверхности литосферы всего региона в целом. Рельеф, как результат действия эндогенных напряжений литосферы, отраженных в деформации поверхности, служит косвенным признаком геодинамической обстановки формирования конкретной структуры. Таким образом, в системе тектонической деформации поверхности возможна реконструкция геодинамической эволюции ее отдельных участков, впадины моря и ее обрамления.

Развитие альтиметрических методов исследований Земли и компьютерных технологий резко расширило возможности изучения генезиса рельефа в зависимости от эволюции тектоносферы. Японское море в таком контексте – показательный объект. Для изучения последовательности формирования структур земной поверхности и решения геодинамических задач использован массив цифровой альтиметрической информации ETOPO 1' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Массив данных обработан в форматах “SURFER” и “EXCEL”. Обобщения проводятся методом сравнительного анализа парагенезов структур рельефа, геофизических полей, геологического строения. Создан комплект карт рельефа и аномалий гравитационного поля региона в виде подсвеченных поверхностей и в изолиниях. Карты изогипс послужили основой для морфометрического анализа и синтеза данных. Скульптурные карты рельефа и аномалий гравитационного поля с «подсветкой» изображают «вид с высоты» на поверхность. Они делают очевидными многие распределения и пространственно-временные соотношения участков земной поверхности, различающихся генезисом. Тенденции строения и развития земной поверхности подтверждены статистическими выкладками [2].

Для цели, обозначенной в заголовке статьи, выбрана минимально необходимая площадь исследований: впадина Японского моря, его складчатое обрамление и части морфоструктур, примыкающих к обрамлению. Тектонический контроль формирования рельефа здесь отражен в соотношениях крупнейших структур и концентраций мелких форм на них. Динамическая взаимосвязь поверхности со строением тектоносферы в недрах Земли доказывается сравнением структур поверхностей раздела. Она проявляется в сходстве форм, их ориентировок, размеров, соотношений границ и других признаков формирования или деформаций. Группы таких форм

образуют парагенезы структур, характеризующие развитие деформаций в объеме тектоносферы. Они выражены как плотностные, термодинамические неоднородности в тектоносфере, как результат растяжений, сжатий, сдвига или изгиба в определенных направлениях. Подтверждением реальности выявленных парагенезов деформаций на поверхности являются аналогичные, почти совместимые в плане, структуры поверхностей акустического фундамента, Мохоровичича или структуры геофизических полей. Методы сейсмической томографии подтверждают связь рельефа со строением тектоносферы.

Соотношение больших форм и рельефа на них указывает на сложность коллизии между океаном и материком. Пенеплен окраины материка в кайнозой был отгорожен от Японского моря поднятиями. Поднятия перестроили прежнюю, преимущественно, субширотную ориентировку реликтовых гор на пенеплене. Одновременно обновилась складчатость поднятий (ныне – островов) Сахалина, Хоккайдо, Хонсю. Здесь развивались деформации, изогнувшие субширотное прежде поднятие на участке Курилы – Кюсю до его современной формы. Сдвиговая составляющая по меридиональному Хонсю – Сахалинскому направлению не меньше расстояния от 36° с.ш. до 42° с.ш. На юг это направление продолжается Идзу-Марианским поднятием. Названные структуры одновременно со сдвигом испытывали переменное боковое давление. Об этом свидетельствуют особенности строения вершинных поверхностей и склонов больших поднятий. Вершинные поверхности имеют два субпараллельных гребня, один из которых резче выражен и моложе другого. Это хорошо заметно на Хонсю, Марианской и Курильской структурах. Склоны поднятий резко различны по строению. Один всегда расчленен на много сильнее другого. Такие особенности строения свидетельствуют о тенденциях сдвига-взброса с одной стороны поднятия и сдвига-раздвига или косоугольного сдвига – с другой. Осложняющий склоны рельеф выстроен соответственно тенденциям в последовательности меняющихся деформаций, достигающих поверхности из тектоносферы.

Строение дна Японского моря носит признаки сильного поднятия, складчатости, эрозионного и аккумулятивного выравнивания. Такие же признаки, еще более отчетливые, обнаруживаются в строении поверхности акустического фундамента [1, 4]. Общие контуры и морфологию прибрежной зоны впадины определяют склоны горных сооружений Сихотэ-Алиня, Восточно-Корейских, Японских и Сахалинских гор. Морское дно в интервале глубин от 500 и почти до 4000 м характеризуется равномерным распределением батиметрических ступеней. Эта особенность рельефа дна связана с тектонической деструкцией фундамента на раннем этапе развития впадины. В прибрежной части склоны горных сооружений составляют Прикорейский и Японо-Сахалинский бордерленды. В северной части выделяется Приморский континентальный уступ. Бордерленды характеризуются весьма расчлененным рельефом с многочисленными коническими горными поднятиями. На западе они образуют плато с изометричными и линейными горными сооружениями (возвышенности Восточно-Корейская и Криштофовича). Японо-Сахалинский бордерленд отличается линейными хребтами и вытянутыми в цепи отдельными коническими горами с острыми и плоскими вершинами. Хребты и горные цепи разделены долинами и узкими желобами. Приморский уступ составляет подводную часть континентальной террасы, протягивающейся согласно отрогам Сихотэ-Алиня. Крутые склоны уступа ограничивают днище Япономорской впадины.

Днище впадины выделяется на глубине 2500 м, которая рассматривается как граница основных морфоструктурных элементов дна Японского моря. Ее равнинная поверхность местами осложняется горными сооружениями. Среди них в виде обширного мелководья с наименьшими глубинами (240–500 м) в центральной части выделяется банка Ямато. Над равнинами котловин она возвышается на высоту до 3 км, а над поверхностью акустического фундамента Центральной котловины ее высота достигает 6 км. Банка расчленена трогом на две части – плоскогорье Северное Ямато и хребет Южное Ямато. Вершинная поверхность обеих частей осложнена холмами и невысокими одиночными горами, участками выровненной поверхности, впадинами разных размеров и конфигурации, мелкими рытвинами. Тальвеги и широкие долины часто обрамляют подножия холмов. Для свода характерны линейные уступы и резкие перегибы поверхности. Примерно на глубинах 1000 и 2000 м расположены широкие наклонные террасы. Иногда они осложнены одиночными горами. Их вершины выровнены или расчленены мелкими ложбинами. Склоны гор переходят в склоны возвышенности. Они осложнены линейными уступами и глубоко врезаемыми в склоны долинами и ложбинами, отмечаются резкие перегибы поверхности. Банка окружена равнинами глубоководных котловин Центральной с апофизами и Хонсю. С юго-запада к ним примыкает Цусимская котловина. На северо-востоке Центральная котловина переходит в широкий Татарский трог, который далее к северу сужается и выполаживается до глубин 100 м. От котловины его отделяет Южно-Татарская зона поднятий и уступов дна.

Обобщение тенденций строения приводит к выводу о неоген-четвертичном обособлении современных контуров дна Японского моря. Кайнозойский этап формирования Японского моря отчетливо отражен в строении его осадочного чехла и акустического фундамента [3]. Он выражен распределениями мощности осадочного чехла. Последние деформированные отложения чехла (поднятые, опущенные или смятые) имеют четвертичный возраст. С учетом геофизических данных [4] ход тектонической эволюции Япономорского региона можно расчленить на три главных этапа. На первом (докайнозойском) Японское и Охотское моря не были разделены Хонсю – Сахалинским поднятием, а Кюсю – Курильский участок структуры, объединяющей поднятие и желоб, отделял их от океана. В рельефе поверхностей дна, акустического фундамента, поверхности Мохоровичича выявляются кинематически связанные фрагменты структуры окраинного моря, расчлененной активными кайнозойскими деформациями. На втором этапе произошло разделение морских впадин. Но начинался он как усложнение прежней структуры в готерив-альбское время. Воздымание мантийного поднятия деформировало окраину материка, создав область плоского растяжения, ограниченную орогенным обрамлением по контуру. Оползание коры к краям поднятия и заложило начало современным очертаниям Японского моря и его складчатого обрамления, активизировав орогенез по обрамлению. На третьем (посторогенном, деструктивном) этапе произошло проседание мантийного поднятия и формирование впадины Японского моря. Одновременно земная поверхность деформировалась как пластично, так и в процессе образования разломов.

Выводы

1. Строение рельефа тесно связано с тектоническими деформациями. Они прослеживаются до верхней мантии включительно.

2. Направления развития деформаций и, соответственно, структурная организация рельефа в регионе менялись неоднократно до кайнозоя, в кайнозой и происходят в настоящем.

3. Японское море сформировалось в два этапа: как крупный прогиб над мантийным поднятием и после формирования Хоккайдо-Сахалинского горста – как гетерогенная впадина.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН (09-III-A-07-322).

Литература

1. Атлас геология и полезные ископаемые шельфов России. ГИН. РАН. М.: Научный мир, 2004.
2. Казанский Б.А. Особенность рельефа Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Пятый Всероссийский симпозиум “Физика геосфер”: Материалы докладов. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 174–177.
3. Лепешко В.В. Мельниченко Ю.И. Тектоника и шельфы Японо-Охотоморского региона // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIV тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 389–392.
4. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.
5. Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Съедин В.Т. Рельеф дна Японского моря в поле деформации восточной окраины Азии // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 17–20.

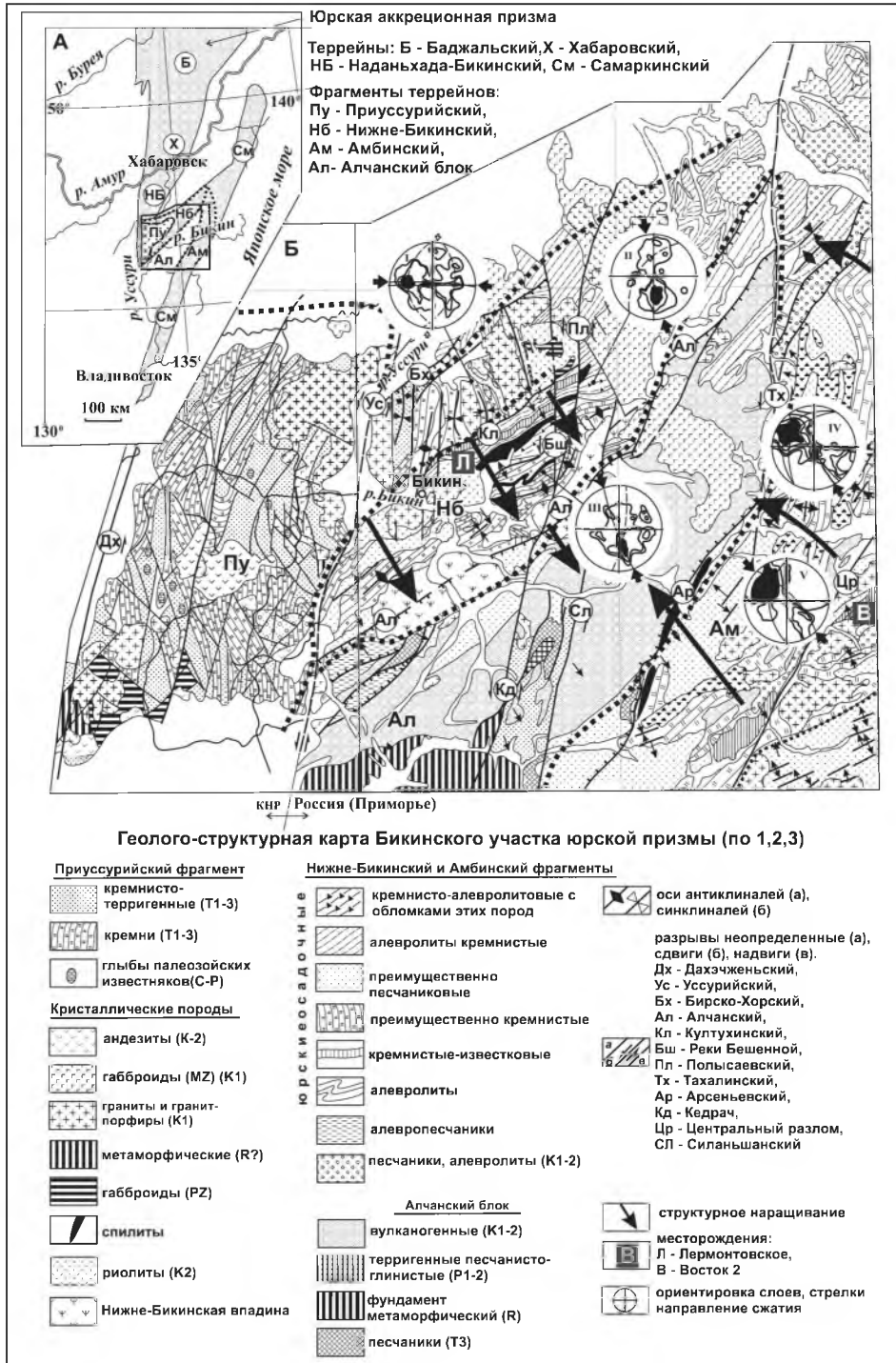
П.Л. Неволин**СТРУКТУРИРОВАНИЕ ПРИУССУРИЙСКОГО, НИЖНЕ-БИКИНСКОГО И АМБИНСКОГО ФРАГМЕНТОВ ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ (СЕВЕР ПРИМОРЬЯ)**

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Надanhада-Бикинский террейн [2] разделен на структурно отличающиеся Приуссурийский и Нижне-Бикинский фрагменты. Кроме них исследовался Амбинский фрагмент Самаркинского террейна той же юрской призмь. Между Надanhада-Бикинским и Самаркинским террейнами расположен т.н. Алчанский выступ древнего фундамента ханкайского типа, перекрытый прибрежно-морскими и субконтинентальными образованиями раннего и позднего мезозоя (рис. 1). Необходимость исследований динамического структурирования названных фрагментов определилась тем, что они вмещают крупные – Лермонтовское и Восток-2 – и мелкие вольфрамовые месторождения, а также проявления золота и других полезных ископаемых [1]. **Исследования, цель которых** – выявление структурообразующих тектонических напряжений, **основаны** на наблюдении и разноуровневом графическом и статистическом анализе структурных рисунков и парагенезов.

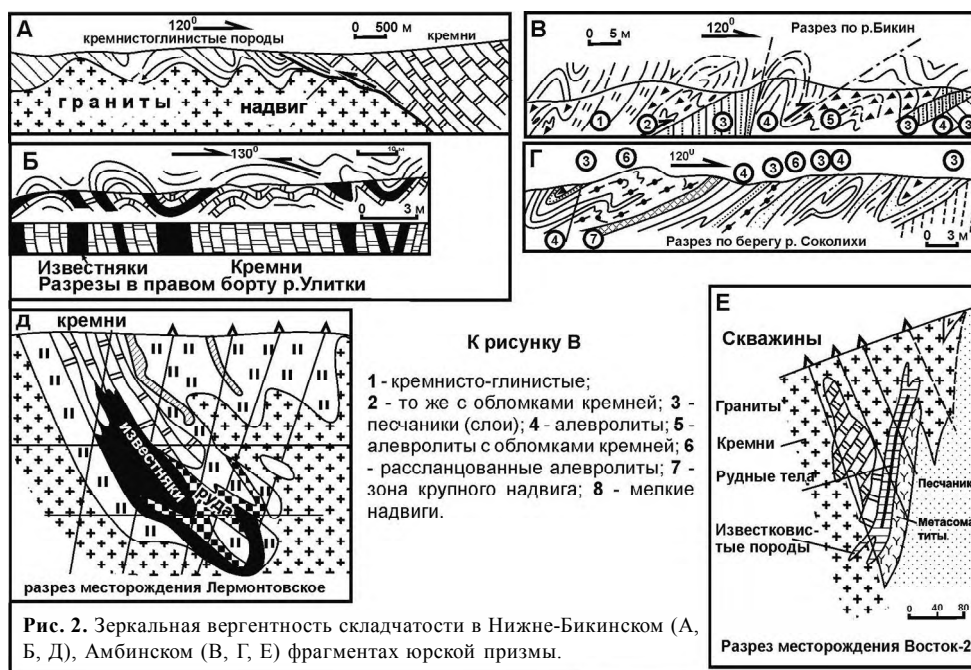
Приуссурийский фрагмент Надanhада-Бикинского террейна, сложен кремневыми, известковыми, кремнисто-глинистыми и вулканическими осадками, перемежаемыми с терригенными флишоидными разностями. Для фрагмента характерно меридиональное простираие структурных элементов, с организацией их в складчатые формы фронтального сплющивания с полого падающими шарнирами, что доказывается анализом документации съемочных разрезов по Ю.И. Максименко (1973 г.) и А.Т. Кандаурову (1978 г.). Та же структура отражена на схеме приграничной территории КНР [2]. На тесно сжатую складчатость в строении фрагмента, ее меридиональную ориентировку и на доминанту **широтного сжатия** указывает поясовое расположение главных максимумов на диаграмме (I). Ось пояса, иначе среднестатистический шарнир складки или средняя ось деформации, падает на север. Нередки среди мелких складок “выдавленные”, Ω -образные антиформы и каплевидные синформы – индикаторы интенсивного фронтального сжатия. Неслучайно иногда на разрезах рядом расположены разнополярные опрокинутые залегания. Крутые осевые поверхности мелких килевидных и клиновидных складок расположены меридионально.

Для **Нижне-Бикинского фрагмента Надanhада-Бикинского террейна** характерно ВСВ простираие слагающих породных комплексов, вергентность разнопорядковой складчатости и надвигов на СЗС. Отчетливо отражена дискордантность между структурами Приуссурийского и Нижне-Бикинского фрагментов, разделенных Бирско-Хорским и Култухинским надвигами. В составе Нижне-Бикинского фрагмента в среднем течение р. Улитка песчаники, алевроаргиллиты и алевролиты, галечно-глинистые микститы, кремнистые аргиллиты, кремни, известняки, основные вулканы. Кремнистые разности и известняки содержат конодонты, радиолярии, фораминиферы. Считается, что здесь разрез состоит из тектонически учетверенного конседиментационного пакета кремнисто-терригенных образований, указывающего на принадлежность к субдукционному меланжированию [2]. Признавая правомочность такой трактовки отмечаем, что во всех предыдущих съемоч-



ных и научных работах практически не учтен стиль складчатости, развитой в этих образованиях, что идет от традиционного недоверия к определению положения кровли и подошвы слоев. Складчатость в пределах фрагмента состоит из складок условно 4-х порядков. Анализ стилей разрезов по Ф.Р. Лихту, Г.Л. Амельченко, А.С. Гонохову, Ю.И. Максименко, А.Т. Кандаурову, П.В. Кораблинову, К.П. Титову и др., а также рисунков диаграмм (II, III) показали преимущественное падение крыльев на ЮВ (крупные стрелки на рис. 1) и развитие наклонной и опрокинутой складчатости, то есть – вергентной к СЗ. Вероятнее всего складчатость – продукт продольного сжатия, нормального к осям складок. Несмотря на высокую степень нарушения, при подробном изучении положения кровли и подошвы элементарных и сложных осадочных ритмов, вполне хорошо маркируются смятые слои и образованные ими складки (рис. 2А, Б). Такой вид и стиль складок весьма затруднительно объяснять меланжированием и тектоническим пакетированием [2]. Еще одна значимая черта складок продольного сжатия состоит в том, что они сопровождаются надвигами, согласованными с падением слоев и зеркал складчатости. При этом доминируют именно “встречные”, а не “ныряющие” синаккреционные надвиговые системы, неизбежные при смятии тектонических пакетов.

Амбинский фрагмент Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы отделен от Нижне-Бикинского Алчанским блоком древнего основания, перекрытого мезозойскими, главным образом, меловыми вулканогенными стратификатами. На выклинивании Алчанского блока к северо-востоку, упомянутые фрагменты смыкаются. Амбинский фрагмент сложен теми же кремнистыми и сопутствующими им комплексами. Главная особенность в том, что его складчато-надвиговые системы, в сравнении с Нижне-Бикинским фрагментом, имеют зеркально противоположную – юго-восточную вергентность (рис. 2В, Г). Главные максимумы на



диаграммах (IV и V) (рис. 1) расположены в СЗ секторе, что означает доминанту падений слоистости и надвигов к СЗ. Здесь, также достаточно уверенно, на основании многочисленных наблюдений ритмичности пачек, кровли и подошвы слоев (рис. 2) доказывается складчатый, а не пакетный тип строения террейна [3].

Гранитные массивы, относящиеся преимущественно к хунгарийскому комплексу (K_1) сформированы, вероятнее всего, путем соскладчатой гранитизации, при которой гранитное вещество концентрируется в разуплотнениях, возникающих при складкообразовании. Во всяком случае, мелкие и крупные интрузивы этого комплекса, ориентированы согласно со складчатостью во всех характеризуемых фрагментах юрской призмы. К тому же кровля криптобатолитов по результатам ВЭЗ на многих участках повторяет асимметричную конфигурацию складок. Асимметричная форма кровли гранитов повторяет вмещающие складки и на разведочных профилях месторождений Лермонтовского и Восток-2 (рис. 2Д, Е). Несомненно, граниты пассивно заместили вмещающие породы, не исказив их форм залегания. На нескольких разрезах обоих месторождений среди гранитов значимо повышены содержания вольфрама по линии падения пластов известковистых пород, мнимо прослеживающихся в массиве по элементам залегания в экзоконтакте.

Итак, основными структурными элементами Нижне-Бикинского фрагмента Наданьхада-Бикинского террейна и Амбинского фрагмента Самаркинского террейна являются асимметричные складчато-надвиговые структуры. Общий стиль структуры характеризуется зеркальной вергентностью. Стиль имеет общую форму расходящегося веера со “стержнем” в виде Алчанского блока. Исключение – Приуссурский фрагмент Наданьхада-Бикинского террейна, где сформированы сплюснутые складки СЮ направления

Основное простираие складчатых структур и соскладчатых надвигов на большей части юрской призмы ВСВ, характерное для складчатости продольного сжатия ССЗ направления, косое к общему простираию образований юрской призмы. Поэтому все разломы, имеющие такое положение, в т.ч. и Алчанский, определенно являются или надвигами или взбросами.

Дивергентный характер строения Нижне-Бикинского и Амбинского фрагментов аккреционной призмы, практически полное отсутствие мелких складчатых форм, вергентных по падению зеркал складчатости и пологих сбросов (“антинадвигов”) склоняют признать главным структурирующим механизмом – складчатость **продольного сжатия**, а не субдукционное меланжирование и пакетирование. Судя по строению крупных вольфрамовых месторождений, существенной чертой металлогении является то обстоятельство, что главной системой контроля гранитизации и оруденения является складчато-надвиговой структурный парагенез.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. // Под. Ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
2. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое // ДВГИ ДВО РАН. М.: Наука, 2006. 258 с.
3. Неволин П.Л., Мельников Н.Г., Сутурин Н.Г. О тектонике бассейна среднего течения р. Бикин (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 44–52.

Б.Ф. Палымский, И.Л. Жуланова**ДОРИФЕЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА
РОССИИ**

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт, г. Магадан

1. Выходы дорифейских метаморфических образований (кристаллических толщ) занимают около 2 % современной эрозионной поверхности Северо-Востока России, но играют важную роль в расшифровке его геологической истории. Они вскрыты в Охотском, Омолонно-Тайгоносском и Восточно-Чукотском районах, где образуют фундамент срединных массивов (Охотский, Омолонский) и унаследованных поднятий (Восточно-Чукотское, Приколымское и др.). Уровень изученности дорифея в целом довольно высок: площади его распространения закартированы в масштабе 1:200 000 и крупнее; детально охарактеризована петрография важнейших породных групп и условия их метаморфизма; реконструирована природа протолита; выполнены геохронометрические исследования. В итоге установлено, что породные ассоциации дорифея (изотопный возраст 3.8–1.6 млрд лет) имеют сложную – полигенную, полиметаморфическую и полихронную – природу. Для них характерны: 1) стратификация нескольких порядков, отражающая, в главных своих чертах, истинную слоистость протолита; 2) монофациальный (ареальный) тип и высокий уровень регионального метаморфизма (гранулитовая и/или амфиболитовая фация); 3) ультраметаморфизм и гранитизация, протекавшие в несколько этапов и в разных физико-химических условиях на интервале от раннего архея до конца позднего протерозоя*.

2. Для введения дорифейских образований в серийные легенды государственных геологических карт нового поколения (ГГК-200/2, ГГК-1000/3) предложены критерии вычленения из их состава двух категорий картографируемых подразделений: 1) стратиграфических (супракрустальных) – материальных фиксаторов непрерывно текущего геологического времени (толщи, свиты, серии); 2) нестратиграфических (петрографических) – индикаторов дискретных эндогенных событий (ультраметаморфические комплексы, по классификации первого отечественного Петрографического кодекса [8]). Кроме того, в самостоятельное петрографическое подразделение выделены амфиболовые эклогиты и метаперидотиты, локализованные в низах видимого разреза и интерпретированные как тектонические отторженцы нижнекоровых ортометаморфитов со значимо большей, чем у вмещающих гранулитов, глубиной образования (эклогитовая фация) и признаками эндогенной расслоенности (поварнинский инфракрустальный комплекс) [4].

3. Данные по стратиграфии, полученные в результате многолетних исследований, выполненных специалистами различных учреждений страны, обобщены на оче-

* Геологическая сущность ультраметаморфизма и гранитизации различны. Ультраметаморфизм – процесс селективного плавления пород, продолжающий региональный метаморфизм погружения в закрытой системе вследствие повышения T_e и ограниченный в масштабе проявления массой H_2O и величиной $P_{общ}$. Он изменяет реологические свойства земной коры, но на её геохимический баланс не влияет. Гранитизация, напротив, представляет собой взаимосвязанные процессы метасоматоза (прежде всего, дебазификации) и селективного плавления, охватывающие крупные объемы коры и приводящие к изменению её валового состава и разуплотнению. Фактор гранитизации – приток ювенильного флюида, основное условие реализации – снижение $P_{общ}$, т.е. тектоническое воздымание [3].

редном – Третьем – Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по Северу-Востоку России [9]. Согласно утвержденной схеме нижнего докембрия Верхояно-Чукотского региона (ВЧР), здесь в большинстве выходов обнажен нижний архей; в Восточно-Чукотском районе выделены, кроме того, предположительно верхнеархейские, в Охотском – нижнепротерозойские отложения, метаморфизованные сравнительно слабо. Нижний архей подразделен на три региональных надгоризонта (снизу вверх): омолоний, ауланджиний, екатериний, каждый из которых обладает литолого-формационной и, одновременно, петрологической спецификой. Омолоний составляет низы разреза и отличается господством основных кристаллосланцев гранулитовой фации (метабазальтоидов), включающих протрузии поварнинского инфракрупного комплекса. От вышележащей части разреза он отделен структурным несогласием. Ауланджиний характеризуется грубо-ритмичным чередованием метавулканических, отчасти метавулканогенно-терригенных, основных пород с кислыми метаосадочными. Включает два полных ритма второго порядка, в верхнем из которых впервые появляются известково-силикатные и карбонатные парапороды. Уровень метаморфизма отвечает гранулитовой фации, глубинность ($P_{\text{общ}}$) которой вверх по разрезу снижается от 10–9 до 7–6 кбар. Екатеринбург представлен ассоциацией пород прогрессивной амфиболитовой фации повышенного (до 6 кбар) общего давления, с постепенным понижением к верхам разреза до эпидот-амфиболитовой. Здесь хорошо обособлены (снизу вверх) существенно парагнейсовая, амфиболит-плаггиогнейсовая и паракварцито-карбонатная части.

4. При создании новой тектонической карты региона [1] представляется целесообразным использовать формационный подход к расчленению дорифейских образований, поскольку на его основе специфика важнейших структурных элементов континентальной коры и обстановки их возникновения могут быть раскрыты наиболее полно. Но трудность заключается в том, что в учении о метаморфизме формационный аспект разработан слабее других, и общепринятая классификация метаморфических формаций отсутствует. Не случайно главной единицей расчленения метаморфитов Петрографический кодекс называет комплекс. Трудность связана, в первую очередь, с двойственной природой метаморфических пород, обуславливающей возможность использования различных оснований для их формационного анализа. Тем более сложна эта задача в приложении к полиметаморфическим (неоднократно гранитизированным) дорифейским комплексам ВЧР.

5. На материалах по Северу-Востоку России Б.Ф. Палымским была предпринята попытка разработать единую классификацию разнотипных геологических формаций [6, 7]. Предложенный вариант включает 6 таксономических уровней: тип → семейство → группа → вид (собственно формация) → разновидность → индивид. Тип метаморфических формаций включает 4 семейства, из которых в дорифее региона присутствуют два: 1) монофациальных стратифицированных; 2) нестратифицированных формаций. На первый взгляд, это близко вычленению из состава дорифейских образований стратиграфических и петрографических картографируемых подразделений, о чем говорилось выше. Однако в действительности есть и существенные отличия. Так, в первом семействе группы формаций выделены по принадлежности к фациям метаморфизма, а собственно формации (формационные виды) – по вещественному составу, который в химическом отношении наследует протолиту. Здесь границы формаций в принципе совпадают с границами стратонтов, хотя объем тех и других в общем случае

Таблица. Дорифейские метаморфические формации ВЧР

СЕМЕЙСТВА ФОРМАЦИЙ			
Монометаморфические		Полиметаморфические	
Группа, возраст	Формация	Группа, возраст	Формация
Амфиболитовой фации AR_1^2	Паракварцит-кальцифир-мраморная	Гранито-гнейсов AR_1-PR_1	Аляскит-гранито-гнейсовая
	Амфиболит-плагиогнейсовая		Апоамфиболит-полимигматитовая
	Биотитсланцево-парагнейсовая	Апогранулит-полимигматитовая	
Гранулитовой фации AR_1^1	Лейкогранулитовая	Плагиомигматитов AR_1^2	Апоамфиболит-плагиогранито-гнейсовая
	Эндербит-плагиогнейсовая		Апогранулит-плагиогранито-гнейсовая
	Кинцигитовая		Апогранулит-мигматитовая
	Базитогранулитовая	Чарнокитоидов AR_1^1	Метабазит-чарнокитоидная

различается (несколько стратонов могут составлять единую формацию, и наоборот). Отметим, что это направление формационного анализа много лет успешно разрабатывает В.П. Кирилук на примере щитов древних платформ Северной Евразии, прежде всего, Украинского и Алданского. Опыт приложения разработанной им классификации к ареальным метаморфическим образованиям Северо-Востока Азии показал, что из группы гранулитовых формаций здесь хорошо распознаются, как минимум, 4 нижних сводного евроазиатского разреза (базитогранулитовая, кинцигитовая, эндербит-гнейсовая, лейкогранулитовая) [5]. Группа монофациальных образований амфиболитовой фации ВЧР достаточно своеобразна, и здесь в сводном разрезе предлагается выделить (снизу вверх) биотитсланцево-парагнейсовую, амфиболит-плагиогнейсовую и паракварцит-кальцифир-мраморную формации.

6. Гораздо глубже различаются картографируемые нестратиграфические (петрографические) подразделения и семейство нестратифицированных метаморфических формаций, где признак состава использован Б.Ф. Палымским для выделения двух групп. Первая (метабазитовая) группа включает формации: чарнокит-гнейсовую, двупироксеновых сланцев, метабазит-кристаллосланцевую; вторая (мигматит-гнейсовая) – гранито-гнейсовую, плагиогнейсовую, амфиболит-плагиогнейсовую. Нетрудно видеть, что только часть перечисленных нестратифицированных формаций объединяет породы, генетически связанные с процессами ультраметаморфизма и гранитизации. Между тем, в плане поставленной задачи, важно учитывать, что в эволюции дорифейской тектоники Северо-Востока Азии процессы гранитизации играли определяющую роль, выступая как фактор первоначальной дифференциации территории на сопряженные тектонопары “гнейсовый купол – прогиб”. В ретроспективе купола выступают как бывшие центры эндогенного петрогенезиса, обусловленного притоком ювенильного флюида. В их недрах активно протекали сиалеобразующие процессы (гранитизация, анатексис, объемное плавление), в приповерхностных зонах – низкотемпературный метасоматоз, а в сопряженных прогибах – накопление продуктов эрозии надкупольных поднятий и избыточных (против эвтектики) компонентов, выносимых флюидом из глубинных частей куполов [2].

7. В дорифейской истории ВЧР распознаются три генерации куполов, отвечающие трем эпохам гранитизации: двум раннеархейским (чарнокитизация, затем плагиогранитизация, преимущественно в форме дебазификации, с верхней возрастной границей 3.8 млрд лет) и раннепротерозойской (палингенно-метасоматическая калиевая гранитизация, протекавшая дискретно 2.3–1.6 млрд лет назад) [2–4]. Параметры и вещественное наполнение гнейсово-купольных структур, сформированных к концу раннего архея, позволяют определить их как гранулит-мигматитовые своды (таковых на Северо-Востоке Азии реконструируется два: Омолон-Тайгоносский и Охотско-Камчатский). Синхронно их становлению формировались супракрустальные нижнеархейские толщи, ныне представленные разнообразными по составу породами гранулитовой и прогрессивной амфиболитовой фации. Наиболее же четко в современной структуре ВЧР обособлены раннепротерозойские купола, которые подразделяются на два типа: наложенные на раннеархейские мигматит-гранулитовые своды и на нижнеархейские супракрустальные толщи пестрого состава.

8. Изложенное позволяет уточнить классификацию дорифейских метаморфических формаций ВЧР, разделив их на два семейства: 1) монометаморфические, 2) полиметаморфические (таблица). Первое по существу идентично семейству монофациальных стратифицированных формаций, выделенных ранее. Второе включает генетически разнородные образования, объединенные принадлежностью к тектоническим структурам различного типа: 1) раннеархейским мигматит-гранулитовым сводам (формации группы чарнокитоидов и группы плагиомигматитов); 2) раннепротерозойским гранито-гнейсовым куполам, наблюдаемый объем которых составляют, в основном, породы полимигматитовых и аляскит-гранито-гнейсовой формаций.

Литература

1. Горячев Н.А., Бяков А.С., Бялобжеский С.Г., Ведерников И.Л., Жуланова И.Л., Палымский и др. Новая тектоническая карта Северо-Востока Азии: принципы построения, проблемы, перспективы // Чтения памяти академика К.В. Симакова. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. С. 57.
2. Жуланова И. Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
3. Жуланова И. Л. Метаморфизм в геологической истории Северо-Востока Азии: типизация, эволюция, корообразующее значение // Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985–1990 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 176–190.
4. Жуланова И. Л., Карсаков Л. П., Кузьмин В. К. Новая региональная стратиграфическая схема нижнедокембрийских образований Верхояно-Чукотского региона // Тихоокеан. геология. 2006. № 6. С. 24–38.
5. Кирилюк В.П. Формационное расчленение и корреляция нижнедокембрийских гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Киев: ИГН АН УССР, 1986. 39 с.
6. Палымский Б.Ф. О принципах структурно-вещественной классификации геологических формаций // Тихоокеан. геология. 2005. № 5. С. 83–87.
7. Палымский Б.Ф. Геологические формации Северо-Востока России: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 39 с.
8. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
9. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

В.Н. Патрикеев**ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЛИТЫ ТИХОГО ОКЕАНА***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Сейсмические исследования в Северо-Западной котловине [1, 3] свидетельствуют о значительных вертикальных деформациях осадочного чехла и базальтового фундамента. В результате этих деформаций образованы крупные региональные структуры: поднятия Шатского и Обручева, Курило-Камчатский желоб; разломы Тускарора и Хоккайдо со всей совокупностью боковых ветвей и оперяющих их холмистых гряд; огромное количество холмов и гор, а также прогибов и впадин. Исходя из постулатов плитовой тектоники, океанические плиты довольно жесткие образования и испытывают деформации двух типов: общее плавное погружение при их остывании; деформации по своей периферии в результате взаимодействия плит при движении к зонам субдукции. В настоящей работе по сейсмическим материалам института морской геологии и геофизики ДВО РАН (более 20000 пог. км профилей) [3], увязанных с данными глубоководного бурения, предполагается рассмотреть погружение Северо-Западной (СЗ) плиты Тихого океана во времени на примере района между Курильским желобом и возвышенностью Шатского.

Для изучения погружений или поднятий плиты в целом выделялись структурные поверхности, положение которых можно было бы определить для каких то конкретных моментов геологического времени. Обычно для этого используются материалы бурения в основном литологический, гранулометрический состав отложений, их состояние, стратиграфические перерывы и фауна. Однако, судя по результатам [5], их значительному разбросу, этих данных оказывается недостаточно, чтобы уверенно судить о глубинах формирования того или иного комплекса отложений. Поэтому предлагается дополнительно использовать информацию о структурных особенностях каждого из этих комплексов по сейсмическим данным. Важнейшими из них являются внутренняя структура комплексов, особенности рельефа границ между ними, характер несогласий, размеры и форма осадочных тел. При анализе этих данных могут быть выявлены абразионные поверхности, границы размыва, переотложенные горизонты, определены условия формирования разных комплексов отложений.

Вертикальные движения СЗ плиты в мезозое – раннем кайнозое

В качестве первой структурной поверхности выбрана кровля базальтового фундамента на момент его образования. Возраст базальтов в пределах исследуемого участка плиты определялся по фауне из перекрывающих его слоев как поздняя юра – ранний мел. Бурением в кровле океанического фундамента вскрыты пузырчатые базальты с подушечной отдельностью [5]. Эти пиллоулавы изливались, судя по пузырчатой текстуре, в морских условиях на глубинах не более 600–1000 м. Поэтому можно полагать, что первая структурная поверхность на рубеже юра – мел располагалась на глубинах до 1000 м. В раннем мелу на этой поверхности в морских условиях формировались отложения карбонатной и кремнисто-глинистой толщ [5].

В качестве второй структурной поверхности выбрана кровля меловой кремнисто-глинистой толщи, которая в конце раннего начале позднего мела поднялась до уровня моря и на большей части исследуемого района СЗ плиты подверглась

денудационному, а местами абразионному размывам, установленных по сейсмическим материалам и данным глубоководного бурения. Так по сейсмическим профилям выделено более 20 локальных участков плиты, где отложения кремнисто-глинистой толщи полностью или в значительной степени абрадированы. Важным свидетельством абразионного размыва этой толщи являются валунно-галечные отмостки, разбуренные скважиной 581 и широко представленные на сейсмических разрезах в виде слоя с аномальной, не характерной для кремнисто-глинистой толщи структурой, а именно непрерывно прослеживающихся отражающих горизонтов внутри него. Если галечный горизонт тонкий, то он выражается контрастным непрерывно коррелирующимся отражением в кровле кремнисто-глинистой толщи. В скважине 581 валунно-галечная отмостка представлена прослоями кремнистой гальки суммарной мощностью 65 м [4].

Денудационный размыв меловых отложений осуществлялся преимущественно в северо-западной части исследуемой территории плиты. Об этом свидетельствует удревнение осадков в кровле кремнисто-глинистой толщи в северо-западном направлении (диахронная граница) от 80 млн лет (скв. 198) до 85 (скв. 196) и 94 млн лет в скв. 303, 304 [5], а также уменьшение в том же направлении ее мощности от 200 до 0–50 м [3].

Таким образом, с верхнего мела на исследуемой территории плиты установились наземные условия, в которых происходило формирование горизонта пестрых немых глин, мощностью 20–40 м. Большинство исследователей, исходя из представлений о глубоком древнем океане, рассматривают эти глины как глубоководные пелагические, накапливающиеся ниже уровня карбонатной компенсации. Однако, при этом не находит объяснений отсутствие морской фауны и железомарганцевых конкреций в них во всех скважинах глубоководного бурения, кроме самой верхней, переложенной при наступлении океана части. Эти данные получают объяснение в рамках представлений о наземных условиях формирования горизонта пестрых глин и согласуются с материалами сейсморазведки и бурения, свидетельствующими об абразионном и денудационном размыве меловых отложений Северо-Западной плиты.

Морские условия осадконакопления в позднем мелу и палеогене сохранялись лишь на территории возвышенности Шатского, где накапливались форамениферовые нанноилы. Глубина морского бассейна здесь в позднем мелу составляла первые сотни метров и уменьшалась по мере заполнения осадками, на что указывают многочисленные эоценовые и олигоценовые перерывы в седиментации по материалам глубоководного бурения и эрозионные срезы по сейсмическим данным [2].

Вертикальные движения в позднем кайнозое

Горизонт пестрых глин с подошвенным несогласием перекрывается отложениями кремнисто-глинистой толщи среднего – позднего миоцена. С этого времени на всей рассматриваемой части СЗ плиты устанавливаются морские условия осадконакопления, связанные с ее резким погружением и трансгрессией Тихого океана. Обилие каналов с глубиной вреза до 300 м, обвалованных намывными дамбами, широкие абиссальные долины южного и юго-западного направлений, развитие таких несогласий, как подошвенное прилегание, указывают на определяющую роль придонных потоков в формировании позднекайнозойского осадочного чехла. Эти потоки размывали пестрые глины и перекладывали их, чем объясняются находки остатков морской фауны в верхней части этих глин и желтые или красноватые тона

средне – позднемиоценовых осадков. Таким образом, кровля горизонта пестрых немых глин определяет третью структурную поверхность на начало среднего миоцена, которая располагалась в это время на уровне океана. Учитывая мощность мезозойской толщи и горизонта пестрых глин можно определить глубину базальтового фундамента от уровня океана в среднем миоцене.

Четвертой структурной поверхностью является современный рельеф кровли базальтового фундамента, из которого следует, что со среднего миоцена большая часть исследуемого района СЗ плиты погрузилась на 5 км. Однако в целом наблюдается дифференцированное погружение различных участков плиты наибольшее до 9 км в районе оси глубоководного желоба, наименьшее до 3 км на территории возвышенности Шатского. Современный рельеф базальтового фундамента можно объяснить разной скоростью опускания отдельных районов плиты, либо равномерным ее погружением с одновременным прекращением этого процесса в разных ее участках. Сейсмические материалы позволяют во многом прояснить характер этих движений во времени.

Из сейсмических разрезов, карты изопахит позднекайнозойского осадочного чехла [3] и материалов бурения следует, что источники сноса осадочных отложений позднего кайнозоя располагаются с северо-запада от исследуемой части плиты, т.е. в районе Курильской островной дуги и Камчатки. Поскольку накопление этих осадков осуществлялось преимущественно придонными турбидитовыми потоками то глубоководного желоба в этот период времени не было, либо он был компенсирован осадками. Из карты изопахит мощность позднекайнозойских осадков уменьшается от желоба до возвышенности Шатского в юг-юго-восточном направлении от 600 м до 200 м, что объясняется удалением от источников сноса осадочного материала. Вариации мощностей осадков в основном определяются характером турбидитного осадконакопления – увеличении их в аккумулятивных лопастях и уменьшении в долинах, а также локальными, малоамплитудными вертикальными движениями фундамента до осадконакопления. Изменений мощности позднекайнозойского чехла, связанных с поднятием или опусканием крупных районов плиты не отмечается. Поэтому вся исследуемая территория плиты, где происходило терригенное осадконакопление, погружалась равномерно и представляла собой плоскую аккумулятивную равнину, возможно, слабо наклоненную на юго-восток. Такой характер движений плиты сохранялся в течение всего периода турбидитного осадконакопления со среднего миоцена до середины плейстоцена. Время заложения глубоководного желоба можно определить при изучении условий залегания осадочного чехла на его внешнем склоне.

На сейсмических разрезах океанического склона желоба миоценовые осадки со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях раннемелового возраста, однако угловых несогласий между этими толщами не наблюдается. Несогласия типа прилегания видны лишь вблизи уступов, которые фиксируют положение разломов, смещающих всю толщу осадков. Угловое несогласие местами отмечается в самой верхней части осадочной толщи в результате заполнения карманов в рельефе чехла горизонтально слоистыми верхнеплейстоценовыми осадками. Следовательно, формирование желоба началось в позднем плейстоцене.

Другим подтверждением морфологического оформления желобов в среднем плейстоцене, сопровождавшееся уменьшением энергетики придонных мутьевых потоков и их прекращением, является заполнение позднеплейстоценовыми осадками на всей территории плиты каналов и долин и фактически их отмирание, а также

установление пелагической седиментации, что подтверждается формированием в кровле чехла слоя красных глин, мощностью до 10 см.

На территории трех массивов возвышенности Шатского в позднем кайнозое происходило биогенное осадконакопление, накапливались наноилы мощностью от первых до десятков метров. Для данных отложений характерны резкие изменения мощностей, кровельные и подошвенные несогласия, перерывы, связанные с ненакоплением осадков [2, 3, 5]. Такое строение и литологический состав позднекайнозойского чехла возвышенности с учетом преимущественно терригенного состава и турбидитного осадконакопления на прилегающей части плиты указывает, что территория трех массивов поднятия Шатского с позднего миоцена располагалась существенно выше окружающих его участков плиты. Каньоны и эрозионные срезы поздне меловых и кайнозойских, до плиоцена включительно, осадков по сейсмическим материалам [2, 3] дают основание предполагать, что до плейстоцена многие значительные по площади участки возвышенности могли располагаться выше уровня океана. И лишь во второй половине плейстоцена все три массива возвышенности стали погружаться до современных глубин.

Существенно иной характер позднекайнозойских вертикальных движений отмечается в пределах северных отрогов возвышенности Шатского, располагающихся выше 38 параллели. В отличие от трех ее массивов, имеющих куполовидное строение, северные отроги с восточной стороны представлены протяженными гребнями северо-восточного простирания, с западной – холмистой равниной. Другой отличительной особенностью этой части возвышенности является облекание ее структур позднекайнозойскими осадками. Одинаковая последовательность слоев, характеризующихся различной акустической дифференциацией, в котловине Тускарора и на холмистой равнине возвышенности позволяет предполагать однотипный (терригенный) состав позднекайнозойских осадков в пределах этих структур. Подтверждением этому являются долины в основании уступов и намывные дамбы, наблюдаемые на всех разрезах равнины. Поэтому осадконакопление здесь также осуществлялось преимущественно придонными потоками, а глубина ее в позднем миоцене–плиоцене была той же, что и на прилегающей части котловины Тускарора. Облекание осадками многих структур равнины указывает о том, что ее погружение в плейстоцене резко замедлилось или даже прекратилось.

Из проведенного анализа позднекайнозойского погружения СЗ плиты можно заключить, что в период времени со среднего миоцена до начала плейстоцена большая часть исследуемой территории плиты погружалась примерно с одной скоростью 0.4 мм/год. С середины плейстоцена скорость погружения разных районов плиты дифференцировалась – в одних она резко упала или даже стала равной нулю (вал Хоккайдо, северные отроги возвышенности Шатского), в других существенно увеличилась (океанический склон и ось желоба).

Литература

1. Андреев А.А., Воробьев В.М., Патрикеев В.Н. и др. Магнитные аномалии и деформации в Северо-Западной котловине Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 109–112.
2. Карп Б.Я., Прокудин В.Г. Строение осадочного слоя возвышенности Шатского по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 26–33.
3. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 207 с.
4. Initial Core Descriptions. La Jolla, California, 1982. Leg 86. 112 p.
5. Initial Reports of the DSDP. V. 19, 32, 56, 57, 61. Washington. 1973, 1975, 1980, 1980, 1981.

А.Ю. Песков, А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ВОСТОК СИБИРСКОГО КРАТОНА)**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Улканский прогиб выполнен верхнепалеопротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами, не претерпевшими заметного метаморфизма. Он относится к тем структурам, изучение которых позволяет на основании особенностей состава и возраста слагающих их пород восстановить геодинамическую обстановку и дать оценку времени их формирования. Осадочно-вулканогенный комплекс этой структуры является стратотипом для Алдано-Станового щита. В результате геохимических исследований пород улканского комплекса установлено [5], что вулканиты улканской серии имеют геохимические признаки, присущие породам как минимум двух современных геодинамических обстановок: надсубдукционной и внутриплитной, хотя отсутствие геолого-структурных данных о палеопротерозойской субдукции как в обрамлении Улканского прогиба, так и на удалении от него, не позволяет реконструировать здесь зону палеосубдукции. Соединение в магматических камерах компонентов из разноглубинных источников является причиной образования вулканитов, имеющих различные геохимические “метки”. Граниты Улканского массива относятся к ранитам А-типа и на диаграмме Дж. Пирса (Pearce J.A) занимают область внутриплитных гранитоидов.

Возраст гранитов улканского комплекса (три фазы) определен в интервале 1725–1730 Ма. Для гранитов 1-й и 3-й фаз улканского комплекса установлены положительные значения $\epsilon Nd(T)$ – +3.5 и +0.7, соответственно. Вероятно, источником, из которого выплавлялись граниты 1-й фазы улканского комплекса, были молодые породы по отношению к кристаллическому фундаменту Батомгского блока (предположительно архей). Возраст вулканитов улканской серии на сегодня точно не определен [2]; для трахидацитов элгэтэйской свиты есть датировки (U-Pb по цирконам) от 1720 [6] до 1840 [1] млн лет. По нашим данным, определениями, выполненными в геохронологической лаборатории ГЕОХИ РАН (U/Pb по цирконам) и лаборатории аналитической химии ДВГИ РАН (с применением метода лазерной абляции), возраст трахириодацитов элгэтэйской свиты составил 1726 и 1840 млн лет соответственно, хотя геологические (граниты прорывают вулканиты элгэтэйской свиты) и палеомагнитные данные (отличные палеомагнитные полюса, полученные по гранитам Улканского массива и вулканитам элгэтэйской свиты [4]) свидетельствуют о разрыве во времени между образованием гранитов и вулканитов.

Впервые получены палеомагнитные данные по базальтам улканской свиты, трахириолитам и песчаникам элгэтэйской свиты верхнеэлгэтэйской подсвиты (рис 1). Из рисунка 1 видно, что для большинства образцов намагниченность имеет две компоненты. Среднетемпературная компонента представляет, на наш взгляд, наложение современной и вторичной компонент намагниченности. Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется в интервале 540 – 600°C. Палеомагнитный полюс, полученный по базальтам, имеет координаты $Plat = -19.5^\circ$, $Plong = 86.4^\circ$ (рис. 2) Палеомагнитный полюс трахириолитов верхнеэлгэтэйской подсвиты имеет координаты $Plat = -26.6^\circ$, $Plong = 84.7^\circ$. Вышеперечисленные полюса прак-

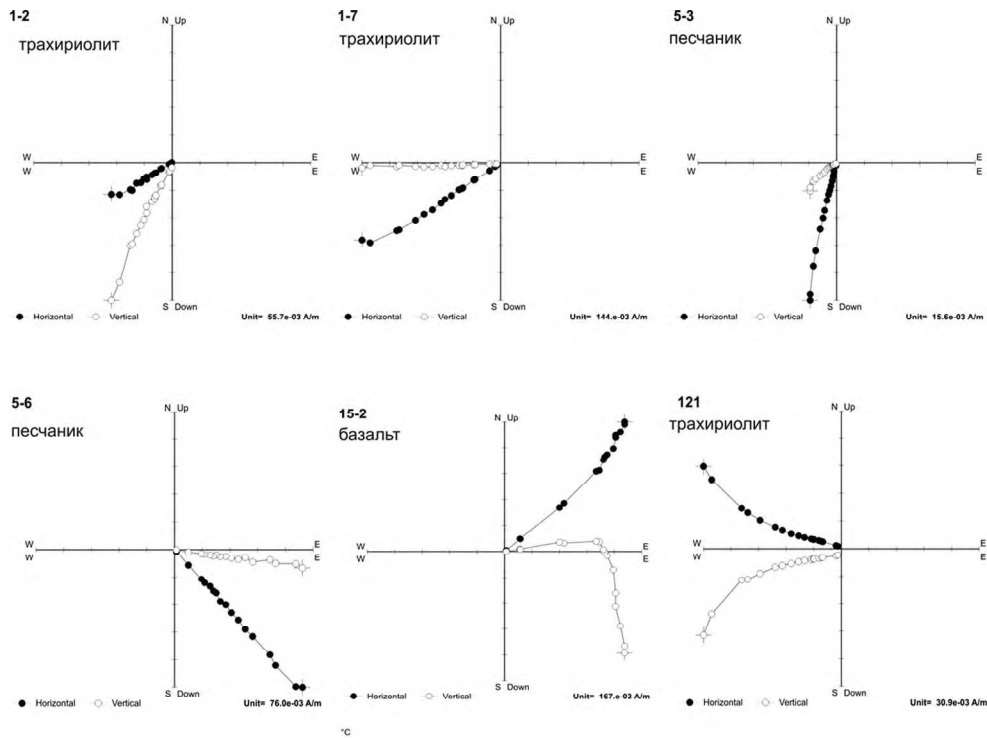


Рис. 1. Результаты температурной магнитной чистки образцов осадочно-вулканогенной толщи улканской серии.

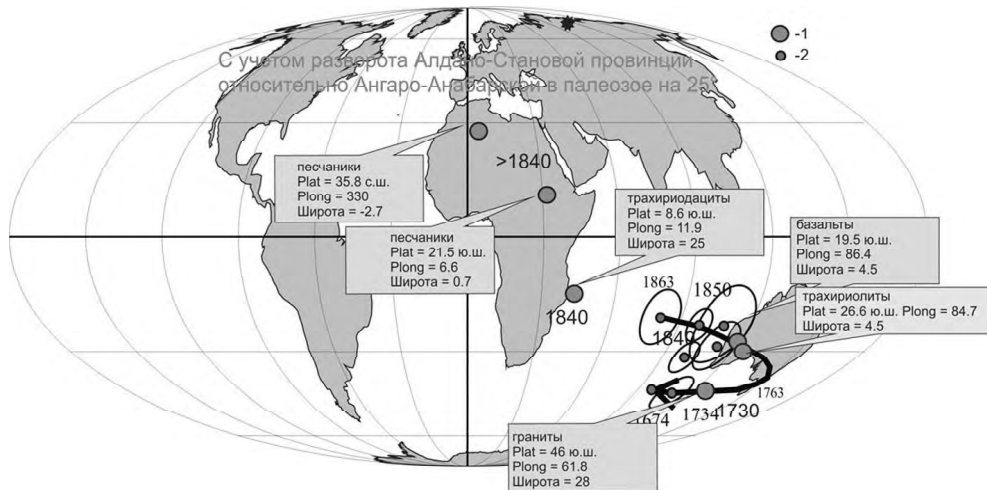


Рис. 2. Кривая кажущейся миграции полюса (КМП) основного тела Сибирского кратона на вторую половину палеопротерозоя. 1 – палеомагнитные полюса по породам Улканского прогиба, 2 – кривая КМП основного тела Сибирского кратона.

тически совпадают между собой, что свидетельствует о приблизительно одинаковом возрасте намагниченности данных пород, а наличие прямой и обратной полярности намагниченности трахириолитов свидетельствует, в свою очередь, о первичности данной намагниченности. Из этого следует что базальты улканской свиты (лев. борт р. Ныгваган, коорд. 56.22° с.ш., 134.41° в.д) относятся к элгэтэйской свите.

Рассчитанные алеомагнитные полюса по трахириолитам и базальтам совпадают с кривой кажущейся миграции полюса Сибирского кратона на 1790–1810 млн лет. Палеомагнитный полюс гранитов улканского комплекса [7] имеет координаты $Plat = -46^\circ$, $Plong = 61.8^\circ$, что близко к палеомагнитному полюсу кузеевитов (1730 Ма) Ангаро-Канского выступа [3]. Палеомагнитные полюса, полученные по трахириодацитам и песчаникам нижнеэлгэтэйской подсвиты, не совпадают с кривой кажущейся миграции полюса Сибирского кратона во второй половине палеопротерозоя.

Проведенные нами комплексные исследования верхнепалеопротерозойских осадочно-вулканогенных пород Улканского прогиба позволяют сделать ряд новых выводов, раскрывающих некоторые детали истории становления Сибирского кратона.

1. Вулканы улканской серии имеют геохимические признаки, присущие породам как минимум двух современных геодинамических обстановок: надсубдукционной и внутриплитной. Трахидациты элгэтэйской свиты имеют более древний возраст, чем граниты улканского комплекса. На время образования песчаников и трахидацитов элгэтэйской свиты нижнеэлгэтэйской подсвиты Батомгский блок и, вероятно, вся Алдано-Становая провинция не были тектонически когерентны Ангаро-Анабарской провинции Сибирского кратона. А на время образования трахириолитов и базальтов верхнеэлгэтэйской подсвиты (1790–1810 млн лет по палеомагнитным данным) блоки были тектонически когерентны.

2. Вероятно, формирование вулканических пород улканской серии связано с геодинамической обстановкой трансформной континентальной окраины типа трансформный сдвиг – раздвиг (рифт). Время действия этих геодинамических условий можно оценить как > 1.84 Ga. После этого времени на изученной территории, по-видимому, происходило столкновение крупного континентального блока (Сибирского кратона или его части) с позднепалеопротерозойским суперконтинентом Колумбия.

3. Возраст гранитоидов всех трех фаз Улканского массива определяется в интервале от 1725–1730 млн лет. Гранитоиды улканского комплекса формировались в анорогенных условиях в интервале 1730–1725 Ма. Согласно палеомагнитным данным по гранитам Улканского массива, Алдано-Становая и Ангаро-Анабарская провинции Сибирского кратона в это время являлись единым континентальным блоком, который входил в состав суперконтинента Колумбия.

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН “Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ” (проект № 09-I-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

Литература

1. Гамалея Ю.Н., Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. №6. 1968. С. 35–45.
2. Гурьянов В.А., Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
3. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 1. С. 72–78.
4. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю. и др., Геохимия, геохронология и палеомагнетизм палеопротерозойских образований Улканского прогиба (юго-восток Алдано-Становой провинции) / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 90–91.
5. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю. и др., Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, №5. С. 44–69
6. Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 47 с.
7. Didenko A.N., Gur'yanov V.A., Peskov A.Yu. et al., Geochemistry, geochronology and paleomagnetism of Paleoproterozoic granites of the Ulkan massif, NE Siberian craton // Bollettino di Geofisica (teorica ad applicata). Scientific contributions of the International Geological Congress on the Southern Hemisphere (22-23 November, 2010, Mar del Plata, Argentina). 2010. V. 51. P. 27–28.

А.М. Петрищевский¹, Ю.П. Юшманов^{1,2}

МАЯ-СЕЛЕМДЖИНСКИЙ ПЛЮМ

¹Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

²Дальневосточная государственная социально-гуманитарная академия

Мая-Селемджинская мегаструктура центрального типа (МСЦТ), предположительно связываемая с мантийным плюмом, была выделена [4] на основании анализа неоднородностей верхней мантии, коррелируемых с концентрическим распределением рудной минерализации в верхнем слое земной коры, однако ее глубинное строение изучено слабо. Новые данные об этой структуре получены при интерпретации формализованной гравитационной модели Среднего Приамурья [5], обнаружившей концентрически-зональное распределение аномалий градиентов сферической плотности (μ_z -параметра) в коровых срезах головы плюма и совпадающее с ним поднятие астеносферы – в верхней мантии.

Коровые аномалии μ_z -параметра характеризуются повышенными и высокими значениями на флангах этой структуры на фоне низких (0–10 усл. ед.) и пониженных (10–20 ед.) значений в центральной зоне (рис. 1а, б, в). Маркируемые по этому признаку контуры головы плюма, по мере увеличения глубины среза, увеличиваются в диаметре от 400 до 750 км, что предполагает существование в его коровой части свода, сложенного относительно более жесткими тектоническими массами – архейско-протерозойскими метаморфическими комплексами Амурской плиты. С уменьшением глубины среза контуры плюма смещаются к востоку (рис. 1), что может быть результатом восточного перемещения земной коры по вязкому подкоровому слою, или астеносфере, на расстояние 150–200 км. Направление смещения совпадает с вектором позднемезозойского движения Амурской плиты [1].

Мантийная часть плюма – астеносферная линза – характеризуется минимумом μ_z -параметра (рис. 1г) – индикатором сред пониженной вязкости, диаметр которой, судя по разрезу (рис. 1е), в кровле увеличивается, а подошве – уменьшается с глубиной. Таким образом, голова Мая-Селемджинского плюма характеризуется двухъярусным строением: жесткой коровой составляющей и вязкой (полностью или частично расплавленной) – мантийной. Кроме аномалий μ_z -параметра, на существование сред пониженной вязкости в голове плюма указывает зона поглощения и уменьшения скорости сейсмических волн, совпадающая с зоной частичного плавления, предполагаемая по данным теплофизического моделирования [6]. Разрез присводовой зоны плюма сопровождается резким поднятием изотермы 1000°C до глубины 50 км (рис. 1ж), а на флангах его центральной зоны (рис. 1г) расположены термальные источники минерализованной воды: Кульдур (72°C, дебит 1910 м³/сут.) и Бысинский (42°C, 560 м³/сут.). Присводовая и периферическая зоны Мая-Селемджинского плюма отчетливо читаются в радиально-коцентрической системе разломов Среднего Приамурья (рис. 1-д) и магнитных аномалиях (рис. 1г).

В разрезе (рис. 1е), голова Мая-Селемджинский плюма имеет типичную для подобных структур грибообразную форму. "Шляпа гриба" сложена жесткими тектоническими массами, индикаторами которых являются повышенные значения μ_z -параметра (20–40 ед.), а его сердцевина в подкоровом слое верхней мантии представляет собой линзу пониженной вязкости ($\mu_z < 20$ ед.) диаметром 350–400 км.

Еще две особенности строения Мая-Селемджинский плюма проявлены в описываемом разрезе: 1) – сводовая часть плюма слабо инверсирована (опущена); 2) – его концентрически-зональное строение, выраженное в распределениях μ_z -параметра, нарушено линейными элементами Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса отчетливо читаемых в срезах $H_c = 20, 25$ и 30 км. Возраст пояса считается среднемеловым [1], однако на его южном отрезке известны проявления четвертичных базальтов [2].

Пространственное размещение рудных месторождений над головой Мая-Селемджинского плюма характеризуется типичной особенностью структур центрального типа: повышенная концентрация рудной минерализации наблюдается в центральной зоне плюма (Притуранский, Баджальский, Дуссе-Алинский, Комсомольский рудные районы), наиболее проницаемой для рудогенных флюидов мантийной природы, и на его флангах (Верхне-Селемджинский, Селитканский и Хинганский районы), куда проникли ответвления астеносферной линзы (разрез на рис. 1е). Промежуточная зона головы плюма, между контурами в срезах 25 и 30 км, относительно безрудна, также как и территория к западу от центрального ствола.

Ареал высокой концентрации рудных месторождений вписывается в контур плюма на глубине $H_c = 30$ км и, очевидно, имеет отношение к глубинным флюидно-магматическим процессам, поскольку мантийная составляющая в метасоматитах и рудах рудных здесь установлена петрохимическими исследованиями [3]. Месторождения этого ареала образовались на ранних (или средних) стадиях развития плюма, до наложения на него восточных перемещений Амурской плиты (или ее корового слоя). Молибденовые и золоторудные месторождения центральной зоны плюма в Дуссе-Алинском и Притуранском рудных районах обнаруживают пространственную связь с современным положением центрального ствола (срезы на глубинах 10 и 25 км) и характеризуются возрастом оруденения 79 и 86 млн лет [3]. Близкий возраст имеют грейзены (86 и 94 млн лет), жилы с турмалином и хлоритом (69 и 70 млн лет) Баджальского оловорудного района. Время рудообразования на флангах плюма запаздывает относительно рудных процессов в центральной зоне плюма на 10 – 20 млн лет: в Верхне-Селемджинском районе возраст золотого оруденения относится к периоду 112 – 130 млн лет назад, а в оловорудных Эзоп-Ям-Алинском и Хинганском – к периоду 90 – 99 млн лет [3, 7].

Связь оловянного оруденения Комсомольского района с позднемеловыми гранитоидами признается всеми исследователями, но трактуется различно. В.Г. Гоневчук [3] пришел к выводу о том, что оловорудные месторождения Центральной зоны образовались раньше, чем граниты Чалбинского и пироксен содержащие граниты Силинского комплексов. В этой зоне рудная минерализация в основном представлена минералами, меди, молибдена и признаками золота. Она соответствует возрасту гранитоидов Пурильского (113 млн лет) комплекса. Кроме того, на южном фланге месторождения Фестивальное, содержащего халькопиритовые руды с молибденом и золотом, получена наиболее древняя датировка оруденения – 115 млн лет [3]. Такая минерализация характерна и для центральной зоны плюма, где она проявилась на 20 – 25 млн лет позднее. Возраст и минеральные типы оруденения в этом районе увязываются с нашим предположением о том, что Комсомольский рудный район первоначально располагался над ствовой зоной плюма, в квадрате координат 50 – 52 N и 130 – 134 E (рис. 1г; 2), откуда вместе с Амурской плитой был перемещен к востоку на 200 – 250 км.

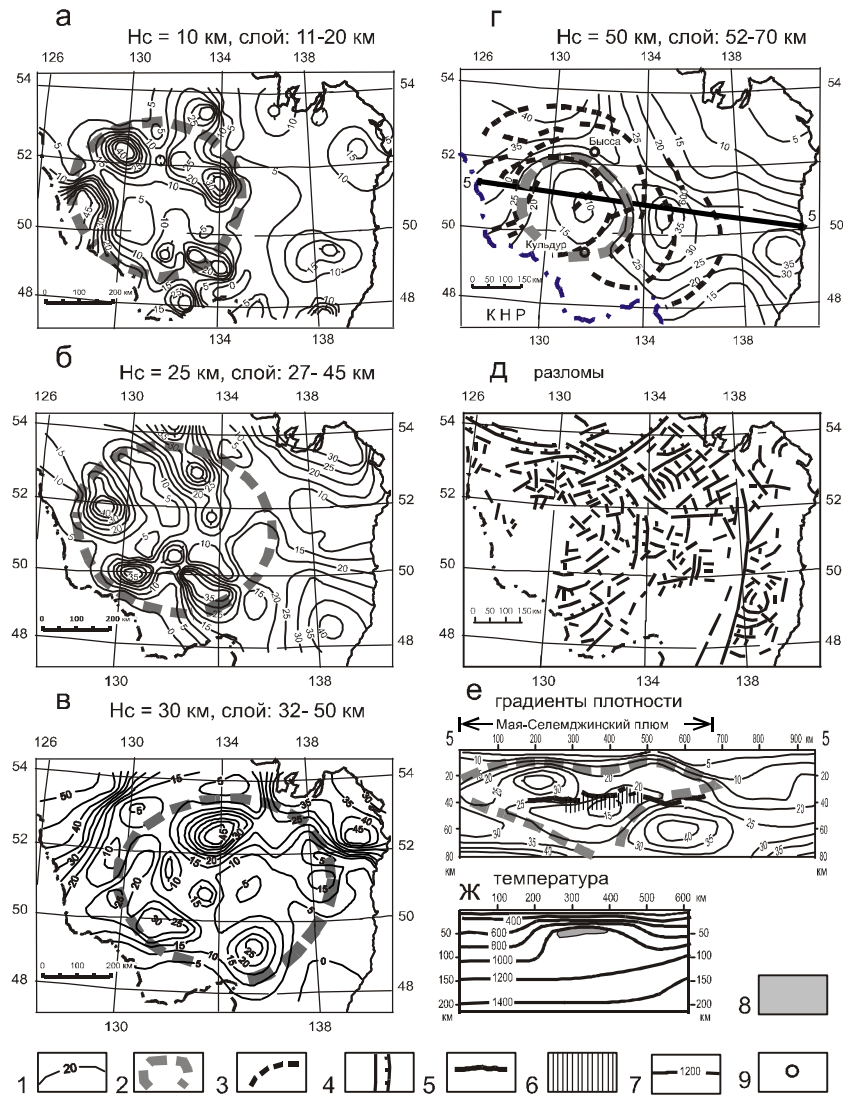


Рис. 1. Горизонтальные срезы (а-г) и разрез 5-5 (е) 3D-модели градиентов плотности; разломы (д) и температурный разрез (ж) головы Мая-Селемджинского плюма.

1 — изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 2, 3 — контуры плюма в горизонтальных и вертикальном сечениях; 3 — дуговые отрицательные магнитные аномалии; 4 — разломы, в том числе надвиги; 5 — подошва земной коры по данным ГСЗ; 6 — зона низких скоростей сейсмических волн; 7 — изотермы, °С; 8 — зона частичного плавления [6]; 9 — источники термальных вод. H_c — глубина среза 3D-модели μ_z (x, y, H_c), км.

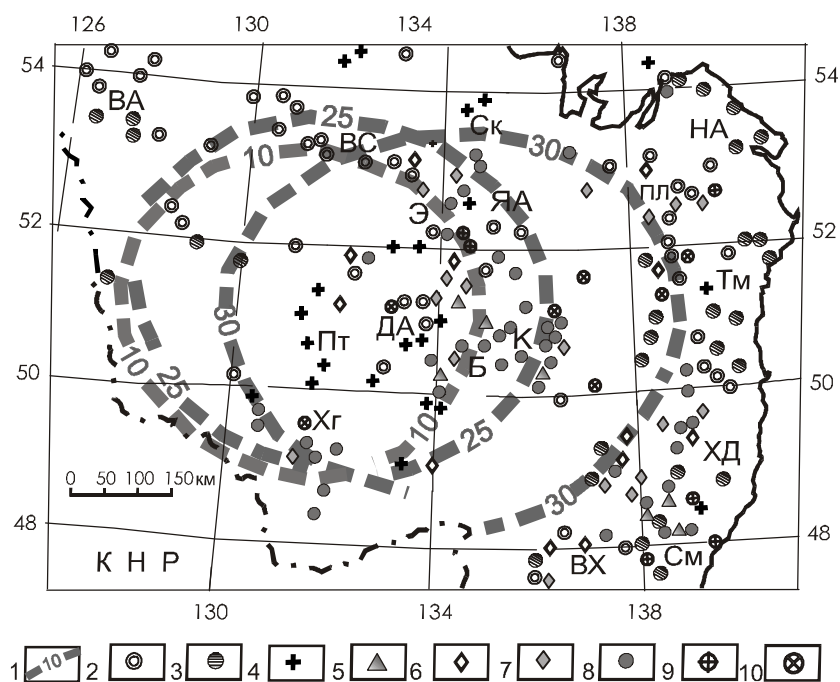


Рис. 2. Металлогения Мая-Селемджинского плюма.

1 – контуры плюма в горизонтальных сечениях (цифра – глубина среза в км); 2–10 – месторождения и рудопроявления: 2 – золота, 3 – золотосеребряные эпитегрмальные, 4 – молибдена, 5 – меди, 6 – вольфрама, 7 – олова с вольфрамом, 8 – олова, 9 – полиметаллов, 10 – сурьмы.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. с. 572.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред.: Л.И. Красный, Пэн ЮньБяо. Л.: ВСЕГЕИ, 1999.
3. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
4. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и суперкрупных рудных метсорождений на Дальнем Востоке // Крупные и суперкрупные месторождения. Закономерности размещения и условия образования. М.: ОНЗ РАН, 2004. С. 423–427.
5. Петрищевский А.М. Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 20–36.
6. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
7. Фатьянова И.И., Лэйер П. О времени формирования месторождения Токур // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеология, 1995. С. 217–219.

А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, Н.А. Сергеева

**ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ОКРАИННЫХ МОРЕЙ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

Геофизический центр РАН, г. Москва

Регион исследования охватывает окраинные моря и островные дуги западной части Тихого океана, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и Азиатской континентальной окраиной до 25–30 км под островными дугами и 10–15 км под окраинными морями и Тихим океаном. Формирование структур связывают с субдукцией океанской плиты Тихого океана под Евразийский континент и с коллизией Индии и Азии, приведшей к образованию мощной Индонезийской субдукционной зоны. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активной сейсмичности, магматизму и проявлению гидротермальной деятельности с образованием сульфидных полей.

Глубинные процессы обусловили сильно расчлененный рельеф поверхности Мохо, различные граничные скорости сейсмических волн на поверхности верхней мантии, различную плотность теплового потока. На рис. 1 приведена карта поверхности Мохо, в основу которой легли сейсмические разрезы земной коры, обобщенные в Международном геолого-геофизическом атласе Тихого океана (2003 г.), и результаты последующих исследований. Карта поверхности Мохо демонстрирует отражение геологических структур в глубинном строении и подчеркивает положение о том, что кора переходной зоны изостатически не уравновешена. Обычно изолинии поверхности Мохо повторяют контуры расположенных в переходной зоне структурных элементов. Причем отмечается, что при увеличении глубины моря уменьшается мощность земной коры, а при глубине моря достигающей примерно 3 км наблюдается уже океаническая кора. Граничные скорости сейсмических волн вдоль поверхности Мохо пониженные, особенно под островными дугами и глубоководными впадинами. Разуплотнение верхней мантии переходной зоны подтверждается данными сейсмической томографии.

Отличительной особенностью переходной зоны является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры горячей аномальной мантии, процессы в которых определяют формирование геологических структур. Отмечается корреляция между геологическими структурами, тектономагматической активностью и строением верхней мантии. Тектонически активным регионам, таким как островные дуги, задуговые впадины, соответствует мощная, наиболее полно выраженная астеносфера, генерирующая магму. На поверхности поднятия астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния, в основном толеитовых магм. Они располагаются в зонах растяжения и проявляются на фоне уменьшения мощности литосферы и высокого теплового потока. Под древними палеогеновыми глубоководными котловинами окраинных морей, такими как Филиппинская котловина, астеносфера залегает на глубине 50–80 км; под неогеновыми котловинами, например, котловиной Паресе-Вела Филиппинского моря или Курильской котловиной Охотского моря, астеносфера установлена на глубине примерно 30 км, а под плиоцен-четвертичными (современными междуговыми бассей-

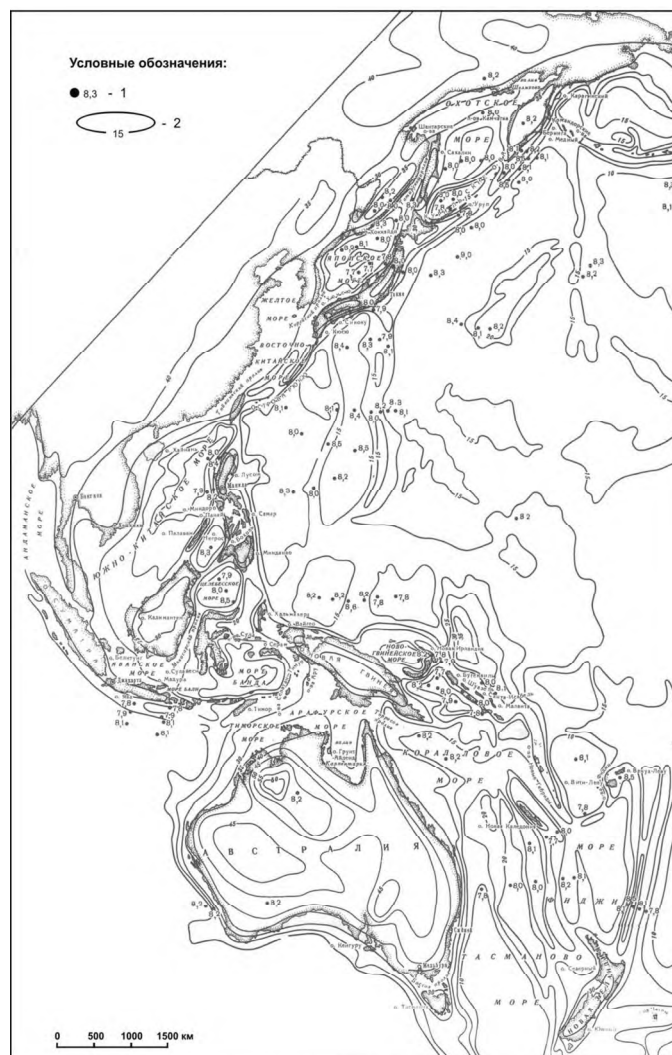


Рис. 1. Карта поверхности Мохо западной части Тихого океана.

1 – скорости сейсмических волн по поверхности Мохо (км/с), 2 – изолинии поверхности Мохо (км).

нами), астеносфера располагается под земной корой на глубине всего 10–20 км, обуславливая раскол литосферы, образование рифтовых структур, излияние базальтовой магмы и проявление гидротермальной активности.

Гидротермальная активность приурочена к рифтовым структурам междууговых молодых трогов, таких как Лау, Марианский, Окинава, где наблюдается апвеллинг астеносферы к земной коре. Вероятно, что астеносферные диапиры представляют собой каналы, по которым горячие мантийные флюиды из астеносферы проникают в структуры земной коры.

На рис. 2 показано глубинное строение переходной зоны и распространение залежей сульфидов. Изолинии с цифрами показывают глубину до астеносферных диапиров. В глубоководных котловинах и междугловых трогах выделены рифтовые структуры, время образования которых в млн. лет показано цифрами. Гидротермальные процессы с сульфидными проявлениями отмечены кружками. Изучение глубинного строения региона исследования привело к выделению участков земной коры, где разогретая магма астеносферных диапиров, насыщенная флюидами, близко подходит к земной коре. Это приводит к разрыву сплошности литосферы, растяжению земной коры, активным гидротермальным процессам и формированию сульфидов железа, цинка, свинца, серебра и меди. К таким районам относятся в настоящее время современные задуговые впадины и междугловые трог островных дуг. Анализ геотектонической обстановки приводит к выделению древних залежей полезных ископаемых, ныне перекрытых морскими осадками, к которым относятся рифтовые структуры глубоководных котловин окраинных морей. Установлена взаимосвязь: авеллинг астеносферы – магматические очаги в коре – рифтовые структуры – излияния толеитов – гидротермальная деятельность – образование сульфидов “черных и белых курильщиков”.

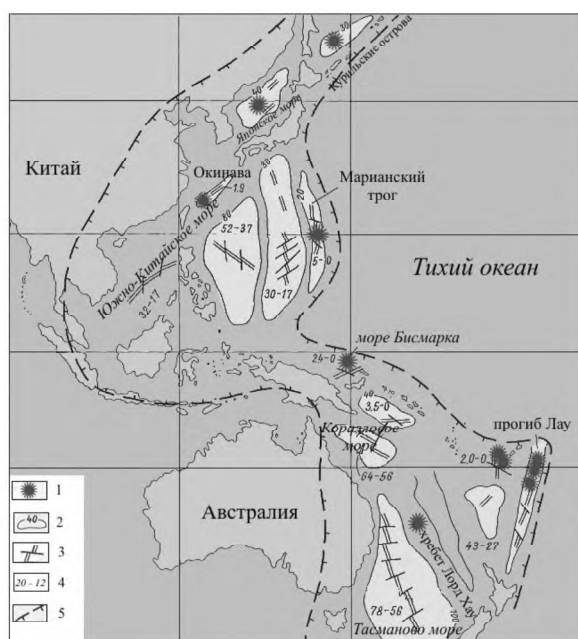


Рис. 2. Глубинное строение и гидротермальные месторождения литосферы западной части Тихого океана.

1 – сульфиды, 2 – глубоководные котловины (цифры – глубина до астеносферы), 3 – рифты, 4 – время формирования котловин (млн. лет), 5 – контуры астеносферы. Там, где астеносферные диапиры подступают к коре, происходит разрыв сплошности литосферы, образуются рифты, происходит излияния толеитов и формирование сульфидов.

О.М. Розен

КИМБЕРЛИТЫ И СУПЕРПЛУМ В НЕОГЕЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Геологический институт, г. Москва

Кимберлиты не всегда рассматриваются как проявления плюмового магматизма в силу их малого объема [5]. Вместе с тем очевидно, что кимберлиты, как проявления почти мгновенного перемещения вещества из глубин мантии на поверхность, обусловлены термальной конвекцией внутри силикатной мантии, то есть, по существу, обусловлены плюмовым процессом. Существующие обзоры петрологических аспектов проявления плюмов [1], а также морфоструктурных соотношений воздымания плюмов и движения литосферных плит [2, 3]), позволяют не повторять различных геодинамических и петрологических представлений, бытующих в геологическом сообществе по поводу “плюмовой гипотезы”.

ПЛУМОВАЯ АКТИВНОСТЬ неогея (неопротерозой-фанерозоя) на Сибирском кратоне включает ряд эпизодов, случившихся 1278, 360–344, 250, 245–135 млн лет назад. Среди них преобладают кимберлиты, но также присутствуют лампроиты (Ингаши, 1278 млн лет), и платобазальты (Тунгусские траппы), сопровождаемые щелочными ультрамафитами и карбонатитами (Маймеча) – 250 млн лет. Эти многочисленные проявления распределены по всей длине кратона с юго-запада к северо-востоку ~2000 км и демонстрируют последовательное омоложение в этом направлении [10]. Кимберлиты поступали из глубин, превышающих 410–670 км, о чем свидетельствует присутствие в них мейджоритового граната [11].

С. Маруяма с коллегами [9] и другие исследователи показали, что причиной возникновения и последующего поднятия плюма является нарушение петрологического равновесия в слое D'' на границе ядро – мантия (СМВ), которое может быть вызвано взаимодействием с погружившимся при субдукции мегалитом океанической литосферы (рис. 1).

Последовательность процессов представляется следующей: 1 – субдукция и эклогитизация океанической литосферы с образованием мегалита в мантии; 2 – погружение мегалита до границы ядро-мантия, его плавление вместе с горячим веществом горизонта D'', приобретение положительной плавучести у нового расплава и последующим подъемом его в качестве плюма; 3 – подъем плюма до литосферы или другого тугоплавкого слоя в течение 1–5 млн лет, формирование вторичного плюма по модели [6], извергающего расплав на земную поверхность. Другой причиной возникновения и последующего поднятия плюма является экзотермическая реакция перехода перовскита в постперовскит на границе СМВ [8].

Океаническая литосфера субдуцировалась с юга под Сибирский кратон в течение неопротерозоя – начала палеозоя из Палеоазиатского океана, когда формировавшиеся в нем складчатые комплексы неогея аккретировались к кратону. Эта субдуцируемая литосфера достигала СМВ предположительно в течение 66 млн лет (скорость субдукции 6 см/год, угол погружения 45°, расстояние 3960 км). В результате реакции с веществом слоя D'' возникли выплавки, составившие всплывающий плюм, который дал начало лампроитам Ингаши, 1278 млн лет, в Восточном Саяне (рис. 2).

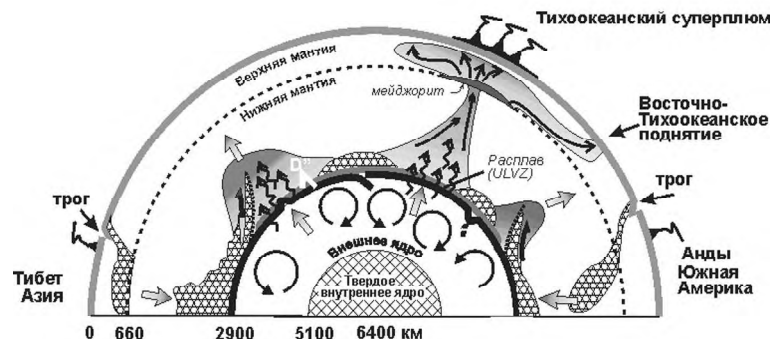


Рис. 1. Динамика соотношений мантии и внешнего ядра [9].

Суперплюмы показаны как области восходящих мантийных течений (апвеллинг), а субдукционные погружения мегалитов океанической коры – как области нисходящих течений мантийного материала (даунвеллинг). Погружающийся экологитизированный материал базальтовой океанической коры, вместе с прилегающей литосферой (мегалит), при взаимодействии со слоем D'' и окаймляющей его зоной автохтонного расплава (выявляемой как зона сверхнизких скоростей – ULVZ) переходит в плюмовый расплав. Низкоскоростные аномалии около границы ядро – мантия, выявленные по Р-волнам, показаны кругами.

Затем внедрение кимберлитов повторялось в течение почти 1 млрд лет, вплоть до кимберлитов Куойки (135 млн. лет). Поднимаясь от СМВ, каждый такой плюм останавливался на разделе 410-670 км, где он захватывал мейджорит. Далее вверх протискивалась только легкая фракция с мейджоритом, образуя “вторичный плюм” [6]. Он достигал подошвы литосферы (тугоплавкого литосферного кия) и внедрялся в киль уже как быстродвигающийся расплав. Последний, при падении давления во время подъема, взрывом высвобождал газовую фазу и внедрялся в кору уже как кимберлит.

250 млн лет назад вместо кимберлитов внедрились гигантские объемы платобазальтов, сопровождаемые щелочными ультрамафитами и карбонатитами. Такую смену кимберлитам можно объяснить различием в формировании вторичного плюма, образование которого обеспечивает свободное изливание неограниченного объема плюмовых расплавов (модель [6]). Платобазальты представляют изливания вещества вторичного плюма, остановившегося у подошвы литосферы (мантийного кия).

Хотя повторная субдукция в палеозое – мезозое под Сибирский кратон с возобновлением кимберлитовой активности вполне возможна [10], в настоящее время необходимых данных для доказательства такой длительной, однонаправленной субдукции недостаточно. Поэтому предлагается рассмотреть независимый, автохтонный процесс возникновения локальных плюмов в палеозое и мезозое.

Можно допустить, что нахождение экологитового вещества мегалита в слое D'' было достаточно длительным, что нарушало температурное равновесие. Прямым следствием такого неравновесия в тех условиях предположительно стала реализация реакции перехода перовскита из нижней мантии в постперовскит, характерный для слоя D''. Эта самопроизвольная экзотермическая реакция, распространяясь непредсказуемо широко в пространстве и периодически во времени, создала на-

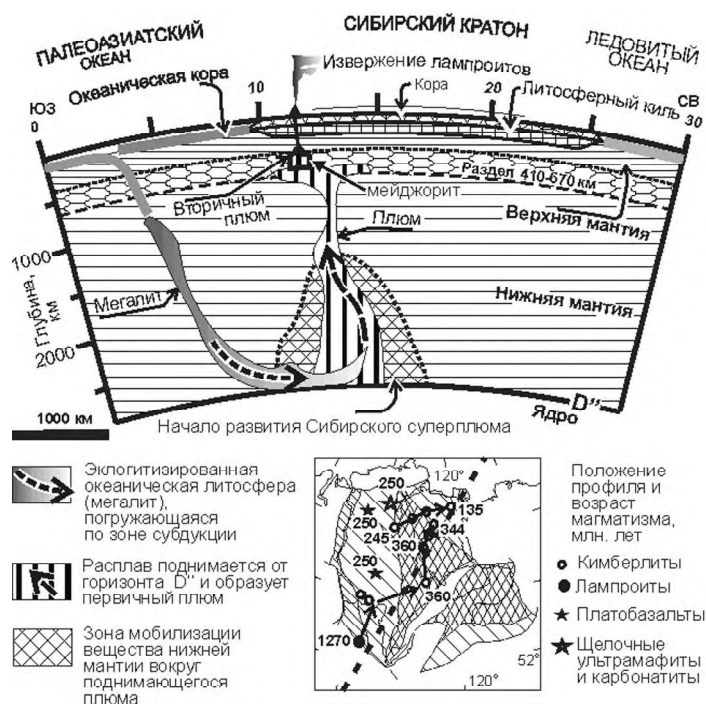


Рис. 2. Диаграмма формирования первого кимберлитового плюма (лампроиты Ингаши, 1268 млн лет) вследствие субдукции океанической литосферы из Палеоазиатского океана под Сибирский кратон. На врезке внизу справа – возрастное распределение плюмового магматизма в неогее Сибирского кратона (цифры возраста в млн лет); пунктир – положение профиля, показанного в верхней части рисунка.

блюдаемые внедрения кимберлитов и платобазальтов палеозоя и мезозоя. Охватываемые значительные площади она, в конечном счете, приводит к образованию суперплюма [8]. По-видимому на рассматриваемой территории эта реакция началась, когда неопротерозойский мегалит погрузился в слой 'D'', а затем она продолжалась в палеозое и мезозое вплоть до верхнего мела, когда внедрился последний кимберлит Куойки.

СИБИРСКИЙ СУПЕРПЛУМ сформировался, когда несколько индивидуальных плюмов поднялись из некоторого домена на СМВ, где происходило выплавление, а вмещающая мантия приобрела дополнительный разогрев, что способствовало повторному возникновению новых плюмов..

Финансовая поддержка поступала в грантах РФФИ 03-05-64736, 06-05-64332.

Литература

1. Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618–654.
2. Иванов А.В. Обойдет ли Россию "великий спор о плюмах"? // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 3. С. 417–420.
3. Пучков В. Н. "Великая дискуссия" о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.

4. Розен О.М. Мантийный магматизм в фанерозое Сибирской платформы: некоторые ограничения на модели мантийной конвекции // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 6. С. 785–789.
5. Condie K. C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge:University Press, 2001, 306 p.
6. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A. A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. V. 100. P. 66–92.
7. Griffin, W.L., Ryan, C.G., Kaminsky, F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse, mantle terranes and the assembly of the Siberian craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.
8. Hirose, K. Postperovskite phase transition and its geophysical implications, Rev. // Geophys. 2006. V. 44, RG3001. doi:10.1029/2005RG000186.
9. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary. Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7–37.
10. Rosen O.M., Manakov A.V., Gorev N.I. Do the Siberian plumes originate from several episodes of megaliths cascading to D” layer in the last 1 gyr? In Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Abstracts of the international symposium. Novosibirsk Sibprint: SB RAS, 2009. P. 262–264.
11. Sobolev, N.V., Taylor, L.A., Logvinova, A.M., Seryotkin, Y.V., Koptil, V.I., Yefimova, E.S., 2002. First report of majoritic garnet diamond inclusions from Yakutian kimberlites. AGU Fall Meeting, San Francisco, F1403.

**Ю.В. Смирнов¹, А.А. Сорокин¹, Ю.Н. Смирнова¹,
Н.М. Кудряшов²**

**ВОЗРАСТ МЕТАРИОЛИТОВ ТУРАНСКОЙ СЕРИИ БУРЕЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

К туранской серии согласно [2] относятся комплекс условно верхнедокембрийских метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений. В ее составе обычно выделяется три толщи (снизу вверх): 1) толща метапесчаников, метаалевролитов, метабазальтов (1500 м); 2) толща метаморфизованных риолитов, их туфов и игнимбритов (400 м); 3) толща метаконгломератов, метапесчаников (700 м). Метариолиты средней толщи разреза и являются предметом данного исследования.

Породы туранской серии были изучены нами в пределах Сюгдулкинского блока в северной части Буреинского террейна. Этот ограниченный разломами тектонический блок вытянут с юго-запада на северо-восток на 50 км при ширине до 15 км.

Метариолиты туранской серии – светло окрашенные порфиновые или афировые породы. Фенокристы, составляющие до 20–30 % объема пород, представлены кварцем (15–20 %), калиевым полевым шпатом (10–20 %), плагиоклазом (до 10 %). Порфиновые выделения трещиноваты, деформированы, погружены в основную массу фельзитовой, микропоякилитовой структурой. Среди акцессорных минералов доминируют циркон, сфен, апатит. Изменения пород выражаются в интенсивном замещении калиевого полевого шпата мелкозернистым агрегатом кварца, альбита, серицита, частичной перекристаллизации основной массы.

По соотношению SiO_2 (75.42–78.08 %) и $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (до 8.40 %) метавулканиты соответствуют риолитам. Основные их геохимические особенности заключаются в обогащении такими элементами, как Rb (134–164 ppm), Ga (24–32 ppm), Nb (73–89 ppm), Ta (2.05–4.78 ppm), и деплетировании в отношении Sr (37–67 ppm). Распределение редкоземельных элементов умеренно дифференцировано $[\text{La}/\text{Yb}]_n = 11.28\text{--}18.18$ при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.30\text{--}0.32$. В целом, можно отметить, что кислые вулканические породы туранской серии по своим геохимическим особенностям близки вулканитам континентальных рифтовых зон.

Для геохронологических исследований (U-Pb метод), выполненных в Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г. Апатиты) использован образец метариолита (обр. Z-6-7), характеризующийся наименьшей степенью вторичных преобразований. Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Выбранные кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [7]. Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) с использованием смешанного трассера $^{208}\text{Pb}+^{235}\text{U}$, в качестве эмитера ионов использовался силикагель. Уровень холостого опыта за период исследования составлял менее 100 пг для свинца и 10–50 пг для урана. Все изотопные отношения исправлены на масс-фракционирование полученное при изучении параллельных анализов

стандартов SRM-981 и SRM-982, равную 0.12 ± 0.04 %. Ошибки в U-Pb отношениях составляли 0.7–0.5 %. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ “PbDAT” [8] и “ISOPLOT” [9]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [11]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [10].

Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы пять фракций циркона, отобранные из разноразмерных фракций. Фигуративные точки изотопного состава циркона четырех фракций образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 504 ± 8 млн лет, СКВО=0.17, нижнее пересечение отражает современные потери свинца. Фракция циркона Z-6-7/4 по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет более древний возраст 647 млн лет, что, видимо, связано с присутствием в некоторых зернах циркона древней компоненты свинца. Учитывая то, что морфологические особенности циркона в проанализированном образце указывают на его магматическое происхождение, можно сделать вывод о том, что оценка возраста 504 ± 8 млн лет, определяемая верхним пересечением дискордии, отвечает возрасту кристаллизации расплава, родоначального для риолитов туранской серии. При этом следует отметить, что в породе присутствует циркон, содержащий в себе ядра, имеющие более древний возраст.

Полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что, метариолиты туранской серии имеют не позднепротерозойский, а раннепалеозойский (среднекембрийский) возраст. При этом возраст этих пород в пределах погрешности близок возрасту гранитоидов Гарь-Ултучинского массива Мамынского террейна (495 ± 3 млн лет) [3]. С другой стороны, они несколько древнее ранне- и среднеордовикских гранитоидов (461–471 млн лет) [4-6], широко проявленных в пределах Аргунского и Малохинганского террейнов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Следует также отметить, что рассматриваемые метариолиты моложе, чем раннекембрийские терригенно-карбонатные отложения Буреинского террейна, охарактеризованные комплексом атдабанских археоциат [1]. Учитывая, что исследованные вулканиты имеют признаки внутриплитного происхождения, можно предположить, что их формирование отвечает этапу раскола раннепалеозойской пассивной континентальной окраины.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 10-05-00172, 11-05-98504-р_восток_а), Президиума ДВО РАН (09-И-ОНЗ-09, 11-III-B-08-210).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.
3. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь. U-Pb геохронология гранитоидов октябрьского комплекса Мамынского террейна (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 54–67.
4. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 2. С. 228–232.

5. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., А.П.Сорокин. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 382–386.
6. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Ли Цзинь, Журавлев Д.З., Ян Пин, Сун Гуйхуа, Гао Лиминг. Раннепалеозойские гранитоиды восточной окраины Аргунского террейна (Приамурье): первые геохронологические и геохимические данные // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 414–424.
7. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
8. Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–557. 1991. 64 p.
9. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. N 1a. 49 p.
10. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planet Science Letters*. 1975. V. 26 (2). P. 207–221.
11. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planet Science Letters*. 1976. V. 36 (2). P. 359–362.

А. И. Ступина, А.В. Косынкин, А.Ю. Песков

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОРОД КИСЕЛЕВСКОГО БЛОКА КИСЕЛЕВСКО-
МАНОМИНСКОГО ТЕРРЕЙНА**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Сихотэ-Алиньский орогенный пояс – это один из основополагающих элементов восточной части Северо-Азиатского кратона, сложенный фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, островодужных систем и синдвигового турбидитового бассейна. Нередко существующие палеотектонические реконструкции значительно отличаются, свидетельствуя о необходимости привлечения к анализу, не только геологических, но и дополнительных данных, с помощью которых можно более определенно судить о положении, в частности – широтном, включаемых в построение объектов. Поэтому восстановление по палеомагнитным данным положения континентальных блоков и конфигураций разделявших их океанов в древние эпохи является актуальной задачей.

Киселевско-Маноминский террейн (рис. 1), это неотъемлемый элемент для расшифровки тектонической эволюции Сихотэ-Алиньский орогенного пояса, сложенный юрскими и нижнемеловыми кремнями и базальтами. Аккреционный комплекс простирается на сотни километров узкой полосой вдоль лево- и правобережья нижнего течения р. Амур в северо-восточном направлении от приустьевой части р. Усури до побережья Сахалинского залива. Террейн разбит Центрально-Сихотэ-Алиньским левосторонним сдвигом на Киселевский комплекс, расположенный в Нижнем Амуре, и Маноминский – в Центральном Сихотэ-Алине [2–9, 11].

На сегодняшний день существуют две точки зрения об истории образования пород террейна. Б.А. Натальин [7] структурно сопоставляет Киселевско-Маноминский террейн с Амурским, считая их некогда единым целым. По его мнению развитие Амурского комплекса, обусловлено субдукцией океанической плиты под Хинганско-Охотскую активную континентальную окраину, поэтому комплекс формировался в передовой части аккреционного клина, главным образом за счет осадочно-выполнения глубоководного желоба.

По мнению А.И. Ханчука с соавторами [9–12] и И.П. Войновой с соавторами [1], базальты Киселевско-Маноминского террейна формировались во внутриплитной (океанической) обстановке, доказательством чему является подобие исследованных базальтов лавам влк. Кохала.

Задача наших исследований заключалась в получении надежных палеомагнитных данных для определения палеоширот акватории, на которой могли формироваться породы Киселевско-Маноминского террейна.

По данным С.В. Зябрева [3], в районе с. Киселевка обнажен пакет из четырех тектонических пластин, сложенных большей частью ленточными и массивными кремнями с телами базальтов. Пластины отделены друг от друга зонами срывов, сложенными интенсивно разлинзованными и рассланцеванными кремнями.

Относительный объем вулканитов в каждой из пластин различен: I пластина содержит небольшое количество вулканитов, преобладают вмещающие породы; значительную часть II пластины составляют потоки базальтов с переслойками кремнистых пород; в III пластине доминируют вулканиты, слагая единую мощную толщу; IV пластина – базальты редки [1].

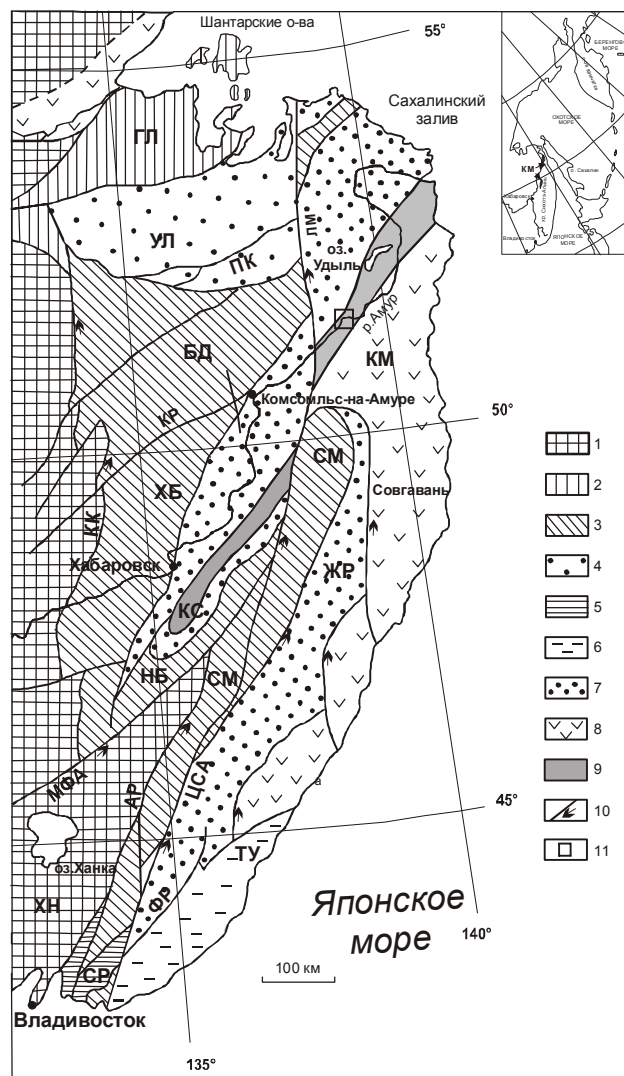


Рис. 1. Террейны Сихотэ-Алиния и прилегающие территории с изменениями [12]

1 – докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны: СБ – Сибирский, БР – Буринский, ХН – Ханкайский; 2 – палеозойские террейны: ДК – Джагдинско-Кербинский, ГЛ – Галамский, ЛГ – Лаоелин-Гродековский; 3, 4 – юрские террейны: 3 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Надальхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский), 4 – приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский); 5 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытывающие вместе с ними син- и постаккреционных преобразований (СР – Окраинско-Сергеевский комплекс Самарского террейна); 6–9 – раннемеловые террейны – фрагменты: 6 – неокемской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 7 – приконтинентального синсдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 8 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 9 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 10 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, КР – Курский, ЛМ – Лимурчанский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ФР – Фурмановский; 11 – район работ.

Согласно петро- и геохимическим данным И.П. Войновой с соавторами [1], базальты Киселевско-Маноминского террейна являются продуктами подводных излияний – массивные, миндалекаменные и подушечные лавы, иногда гиалокластиты, лавобрекчии с отложениями гематитовых гелей.

Для палеомагнитного изучения в 2009 и 2010 гг. из обнажений Киселевского блока, находящегося на левобережье нижнего течения р. Амур, юго-западнее с. Киселевка (51.40° с.ш., 138.95° в.д.), нами была отобрана коллекция ориентированных образцов из 16 обнажений (178 обр.) базальтов, туфов, алевролитов, кремней и конгломератов.

Коллекция образцов была подвергнута ступенчатой температурной чистке от 100 до 690°C, измерены начальная магнитная восприимчивость, анизотропия магнитной восприимчивости, остаточная намагниченность и для оценки стабильности NRM изученных пород рассчитывался фактор (коэффициент) Кенигсбергера.

Полученные нами палеомагнитные данные указывают на то, что сходимость единичных векторов характеристической высокотемпературной компоненты существенно выше в древней системе координат, чем в современной. Это позволяет нам предполагать, что выделенное направление близко первичному палеомагнитному направлению для изученных пород. На основании этого можно заключить, что породы террейна могли формироваться в полосе от 13 до 24 градусов северной широты.

Полученная оценка палеошироты формирования породы Киселевско-Маноминского террейна, согласуется с палеотектонической реконструкцией А. И. Ханчука [9–12], выполненной на геолого-структурный и биогеографических данных.

Литература

1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83–96.
2. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавельский террейны (южный Сихотэ-Алинь). Фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
3. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1994. Т. 13. № 6. С. 74–82.
4. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
5. Кириллова Г.Л., Сакаи Т., Исида К. и др. Строение и природа позднеюрско-раннемеловых комплексов Приамурья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы совещ. М., 2003. Т. 1. С. 253–255.
6. Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о структуре и возрасте киселевской свиты (Нижний Амур) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. 4-го Дальневост. регион. межвед. стратиграф. совещ. Хабаровск, 1990. С. 173–175.
7. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
8. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
9. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. 276 с.
10. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН, 2003. № 6. С. 94–108.
11. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 5. С. 667–671.
12. Ханчука А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880–898.

Л.Б. Сушкин

**О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ПРИРОДЕ ХАБАРОВСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ
МОРФОСТРУКТУРЫ**

Русское Географическое Общество, Хабаровское Отделение, г. Хабаровск

Выявленные за последние десятилетия многочисленные ударно-астероидные и метеоритные (импактные) структуры в разных районах мира, в т. ч. Урала и Сибири [3, 4, 5, 7, 18] позволяют по-новому рассмотреть и ряд морфоструктур Дальнего Востока России.

По оценкам специалистов, исходя из плотности астроблем в хорошо изученных районах мира [3, 4, 15, 18], резерв неоткрытых объектов такого рода в России исчисляется сотнями. Это наиболее всего актуально для Дальнего Востока, на обширной территории которого установлены на сегодня лишь единичные небольшие импактные кратеры: Эльгыгытгын (18 км), Соболевская и Сихотэ-Алинская группы воронок. Более значительным размером выделяются древний кратер Кограм (50 км) в юго-восточной Якутии, и среднекембрийский кратер Лабынкыр (30/60 км) – в Северном Приохотье [4, 14].

Такое положение в значительной мере обусловлено сложностью геологического строения и активной геодинамикой большей части региона, приводящей к быстрой в геологическом смысле эрозии следов космических ударов на поверхности Земли. Наряду с этими природными факторами и слабой населенностью территории Дальнего Востока, очевидно и отсутствие в регионе целенаправленных исследований космогенных структур.

Вместе с тем, имеющиеся данные свидетельствуют о присутствии в регионе гораздо более крупной космогенной структуры, предположительно, позднекембрийского возраста.

Анализ широкого комплекса данных указывает на вероятную космогенную природу одной из наиболее ярких и масштабных структур Дальневосточного региона – Хабаровской кольцевой морфоструктуры (астроблемы?) [11–14] – диаметром 100/280 км. Ее центральная часть отчетливо выражена в современном рельефе симметричными друг другу дугообразными хребтами Хехцир и Вандан, видимо, составлявшими некогда единый кольцевой хребет. Эродированный юго – западный сегмент центрального кольца расположен на территории КНР, в районе города Фуюань, где представлен в излучине рр. Амура и Усури низкорным массивом г. Илигашань (Рис. 1). Наряду с центральным кольцом диаметром 100 км в современном рельефе и гидросети отчетливо видны сегменты более масштабного внешнего кольцевого водораздела диаметром 280 км, проходящего по правобережью верховья р. Хор, в т. ч. горному массиву Тигровый Дом, сопкам – останцам Матай на юге, и Халхадьян на севере. Вероятно, эта крупная кольцевая морфоструктура имеет гораздо более сложное концентрическое (телескопированное) внутреннее строение.

Космогенный характер Хабаровской структуры (астроблемы) подтверждается развитием в ней хаотических геологических комплексов, разнообразных импактных брекчий (от брекчий “грис” – до клиппеновых брекчий и утесных микститов) [3–5, 14, 15, 20], признаками ударного метаморфизма, а также находками в ее пределах метеоритного железа [11, 12, 16], сфероллоидов никелистого железа в осадочных породах ее обрамления (цагаянская серия) [11–13], совпадающей с ней контрастной гид-

рохимической аномалией железа, интенсивным эманированием радона, дефицитом легкоподвижных элементов (иода и селена) и др. Закономерно также расположение вокруг нее в обогащенных углеродом и железом отложениях идентичного возраста массовых захоронений останков динозавров с признаками катастрофического события, в том числе – с беспрецедентно высоким содержанием иридия (до 0.4 г/т !): Благовещенское, Лунь – Гу-Шань (Белые Кручи), Асташихинское, Гильчинское, Кундурское, Западно – Сахалинское (Синегорское), Китадани и Оюбари (Япония) [1, 2, 11–14].

Благодаря своей контрастности Хабаровская КМС прекрасно дешифрируется на многих топографических и аэрокосмофотоматериалах (рис. 1). Координаты центра астроблемы 48°40' с.ш., 135° в. д. (рис. 2). ее центральный ударно – взрывной кратер имеет форму субмеридионального овала размером 100×90 км, при современной его глубине до 950 м.

Предполагаемый – по совокупности геологических данных (в т. ч., по возрасту заполняющего комплекса) позднемезозойский возраст Хабаровской космогенной структуры (астроблемы Дерсу), очень близок к катастрофическому рубежу мела и палеогена, с которым связано глобальное вымирание организмов на Земле, в том числе вымирание динозавров по всему миру. Вопрос возраста требует более глубокого изучения.

Обращает на себя внимание присутствие в ряде костеносных горизонтов цагаянской серии глинистых пород неясной природы с аномальным изумрудно – зеленым цветом. По своему облику эти глины имеют много общего с бирюзово – зелеными глинами, установленными Уолтером Альваресом в пограничных мел-палеогеновых разрезах, где их аномальная окраска была обусловлена высокими концентрациями соединений иридия [17].

Представленная в дальневосточных захоронениях фауна позднемезозойских динозавров имеет очень много общего с видами, детально изученными в захоронениях на территории США и Канады [20], наиболее ярким из которых является **Olorotitan Arharensis** – самый крупный гадрозавр, когда-либо обнаруженный за пределами Северной Америки (Эксп. Музея Амура, Хабаровск).

Считающийся ныне одним из крупнейших в мире, и “главным убийцей динозавров” астероидный кратер Чикскулюб на Юкатане – практически недоступен для визуального наблюдения, так как находится на большой глубине, выявлен лишь геофизическими и буровыми исследованиями и значительная его часть скрыта водами Мексиканского залива.

В отличие от астроблемы Чикскулюб, – ничуть не уступающая ей по размерам и очень близкая по возрасту Хабаровская астроблема – обладает очень выразительным, прекрасно отпрепарированным рельефом (современной глубиной ? 1 км !), и расположена в хорошо доступном районе на оживленном международном перекрестке. Как и в Северной Америке, – Хабаровская астроблема окружена по периферии с разных сторон (от реки Зеи на западе – до Сахалина и Японии на востоке) – целой серией “кладбищ динозавров” – в том числе несущих в себе явные признаки коротечного катастрофического события.

Таким образом, масштаб Хабаровской кольцевой морфоструктуры (Ш 280 – 300 км !), – даже при всей явной неполноте имеющихся предварительные данных, вместе с тем, вероятно, указывает на то, что в данном случае мы имеем дело с одной из крупнейших позднемезозойских космогенных структур (астроблем), об-

разование которой не могло не иметь не только региональных, но и глобальных (общепланетарных) астрогологических и экологических последствий.

Одним из таких глобальных тектонических последствий могло быть возникновение в ту же эпоху в противоположной « точке » земного шара островной дуги Скоша, – одной из наиболее причудливых структур Тихоокеанского орогенного пояса – в виде глубоко выгнутой “петли” длиной 1500 км (!) – в пространстве между Южной Атлантикой и Западной Антарктикой [19].

Приходится признать, что настоящее глубокое исследование Хабаровской астроблемы находится лишь на своем самом начальном этапе, но масштабы этой грандиозной структуры таковы, что потребуют, очевидно, многолетних усилий, в том числе силами международных научных коллективов.

Сверхдоступность Хабаровской космогенной структуры, возможно, – одной из крупнейших на нашей планете, положение ее на границе великих стран и оживленном перекрестке международного общения открывает новые широкие горизонты для плодотворного международного сотрудничества в области науки, образования и туризма.

Литература

1. Алифанов В.Р. Динозавры Сахалина и Японских островов // Природа. 2007. № 5. С. 29–30.
2. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. Благовещенск: АмурКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 38 с.
3. Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск: ООО “Нонпарель”, 2007. 288 с.
4. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
5. Гигантские астроблемы России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. 21 с.
6. Государственная геологическая карта РФ. 1: 1 000 000. Лист М -53 / Мин. природы РФ, ФГУП ВСЕГЕИ, ФГУП “Дальгеофизика”, 2008.
7. Зейлик Б.С., Кузовков Г.Н. Проблема формирования платформенных депрессий, взрывных кольцевых структур и космическая защита Земли для сохранения жизни на планете // Отеч. геология. 2006. № 1. С. 78–82.
8. Масайтис В.Л., Машак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 178 с.
9. Нечаева И.А. Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. М.: Недра, 1982.
10. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
11. Сушкин Л.Б. Хабаровская астроблема. Хабаровск: Приамурское географическое общество, 2004. 52 с.
12. Сушкин Л.Б. О космогенной природе Хабаровской кольцевой морфоструктуры // Наука и природа Дальнего Востока. Хабаровск, 2004. № 1. С. 92–105.
13. Сушкин Л.Б. О космогенных структурах Дальнего Востока России // Геологические опасности: XV Всеросс. Конфер. с межд. участием: Тез. докл. Архангельск, 2009.
14. Сушкин Л.Б. Главные черты крупной позднемезозойской Хабаровской астроблемы (“Дерсу”) // Современное состояние наук о Земле: Междунар. конфер. посвящ. памяти В.Е. Хаина: Тез. докл. М.: МГУ, 2011.
15. Фельдман В.И. Петрология импактитов. М: МГУ, 1990. 299 с.
16. Юдин И.А., Коломенский В.Д. Минералогия метеоритов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 200 с.
17. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F. And Michel H.V. (1980) Extraterrestrial cause for the Cretaceous / Tertiary extinction. Science, 208: P. 1095–1108.
18. Australian Impact Structures. AGSO Journal, 1996, vol.16, N 4, Canberra. 625 p.
19. Dalsiel I. W. D, Elliot D. H., 1973, “The Scotia Arc and Arctic Margin” in: F. G. Stehly and A. E. M. Nairn, eds., The Ocean Basins and Margins. I. The South Atlantic. New York: Plenum, 171–246.
20. Shoemaker E, Chao E.C.T. New evidence for the impact origin of the Ries Basin. Bavaria, Germany // Journal of Geophysical Research. 1961. V. 71. P. 3371–3378.
21. The Sedimentary Record of Meteorite Impacts. Geological Society of America. Special. Paper 137. 2008. 213 p.

В.Т. Съедин, Ю.И. Мельниченко**ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ЕГО ВПАДИНЫ**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, г. Владивосток

Филиппинское море (ФМ) занимает особое место в системе окраинных морей Западной части Тихого океана. Хребет Кюсю-Палау делит ФМ на две практически равные части – западную и восточную. Западная часть представлена Западно-Филиппинской котловиной. Вопрос происхождения ФМ до сих пор не решен однозначно. Все исследователи, несмотря на их точки зрения, признают определяющую роль в эволюции впадины моря тектонических и магматических процессов. О тектоно-магматических этапах (циклах, периодах, эпизодах, эпохах) ФМ говорили многие исследователи: Д. Кариг (1975); Н.А. Богданов (1987, 1988, 1999); Ю.Б. Евланов (2000); Г.Л. Кириллова (1992); Д. Хэйс (1984); А.Я. Шараськин (1981, 1982, 1984, 1989, 1992 и др.) и другие авторы, в том числе и один из авторов настоящей работы. Целью настоящей работы является выделение тектоно-магматических этапов в ФМ на основании новых данных. Проведенные исследования основаны главным образом на геологических данных и, прежде всего, на изучении вулканизма – общепризнанного индикатора тектонических (геодинамических) процессов. Описание тектоно-магматических этапов приведено отдельно для каждой из наиболее значимых структур ФМ. Особое внимание уделяется Западно-Филиппинской котловине и хребту Кюсю-Палау, по которым нами получены новые данные. (См. примечание).

Западно-Филиппинская котловина (ЗФК) – самая крупная структурная единица ФМ. Она занимает всю западную часть моря. Котловина характеризуется сложным сочетанием положительных и отрицательных морфоструктур разного типа. Среди них выделяются: 1 – крупные глыбовые изометричные поднятия (плато и короткие хребты), 2 – абиссальные равнины, 3 – протяженные линейные тектонические зоны разломов [6]. Крупные изометричные поднятия расположены в северо-западной части ЗФК и представлены плато Амами, Урданета, Бенхам и хребтами Дайто и Оки-Дайто. Плато Амами изучалось только при помощи драгирования. Поднятые образцы представлены главным образом вулканическими породами, а также интрузивными (габбро, тоналиты и трондjemиты) и осадочными образованиями [12]. Возраст двух образцов базальтов (К-Аг метод) составляет 82.4 ± 2.2 и 85.1 ± 2.1 млн лет, а для трахиандезита (Аг-Аг метод) – 48.5 ± 2.1 млн лет [12]. Возраст тоналита (К-Аг метод) по породе составляет 69.5 ± 2.0 млн лет и по амфиболу – 75.1 ± 2.4 млн лет [12]. Хребет Дайто изучался при помощи драгирования и глубоководного бурения (скв. 445 DSDP). Здесь были подняты в основном вулканические, а также интрузивные, метаморфические, и осадочные породы. Изотопный возраст биотитового фонолита (К-Аг метод по породе) – 75.0 млн лет [12]. Возраст одного образца метаморфической породы (К-Аг метод по породе) составляет 49 ± 3.7 млн лет [12]. В основании скв. 445 была вскрыта толща среднеэоценовых оса-

Примечание. Эти тезисы являются 1-ой частью одной работы по тектоно-магматическим этапам ФМ с единым списком литературы, вступлением и выводами. Вторая часть работы приведена сразу за этими тезисами.

дочных пород с восемью горизонтами конгломератов, в которых среди обломков преобладают вулканические породы (более 90 %), мезозойские рифовые известняки (иногда с обломками базальтов) и среднеэоценовые биокластиты [13]. Наличие в мезозойских известняках обломков вулканических пород свидетельствует о более раннем образовании последних. На хребте Оки-Дайто, несмотря на довольно многочисленные исследования [2; 4; 12 и др.], изотопные датировки вулканических пород практически отсутствуют. Нами в центральной части хребта подняты высокотитанистые толеиты позднемелового возраста (К-Аг метод по породе) составляет 78.2 ± 2 млн лет. Остальные авторы [2; 4; 12 и др.] выделяют здесь поздне-мезозойский и эоценовый комплексы. Во впадине Дайто (между хребтами Дайто и Оки-Дайто) скв. 446 вскрыла в раннеэоценовых осадках 23 силла высокотитанистых базальтов, аналогичных базальтам океанических островов и поднятий. Изотопный возраст одного из образцов базальтов этой скважины – 48.2 ± 1.0 млн лет (К-Аг метод), а три других образца (Аг-Аг метод) имеют более древний позднепалеоцен-раннеэоценовый (54.1 – 56.7 млн лет) возраст [13]. Палеоэоценовые определения возраста не согласуются со стратиграфическим положением базальтов в этой скважине. Несколько южнее хребта Оки-Дайто (некоторые авторы выделяют здесь хребет Лапу-Лапу) в скв. 294 разбурены среднеэоценовые высокотитанистые щелочные базальты. Возраст одного из образцов базальтов (Аг-Аг метод) – 48.8 ± 2.0 млн лет. [14]. Плато Урданета изучалось сотрудниками ДВО РАН в 3-х рейсах. Нами на одной из построек подняты глыбы и обломки высокотитанистых щелочных базальтов, трахитов и фонолитов. Изотопные определения (К-Аг метод) составляют для базальта – 39.1 ± 3.0 млн лет, трахита – 40.0 ± 5.0 млн лет и фонолита – 23.1 ± 3.0 млн лет [3; 11]. Плато Бенхам изучалось бурением (скв. 292) и драгированием на г. Виноградова, расположенной в районе стыка плато и Центрального разлома [9; 11; 13]. В скв. 292 под позднеэоцен-олигоценовыми известняками разбурены базальты (высокотитанистые толеиты гавайского типа), для которых известно три определения возраста (К-Аг и Аг-Аг методы) – 37.1 ± 1.0 ; 38.2 ± 1.0 и 49.0 ± 2.0 млн лет [13; 14]. Такие определения возраста базальтов хорошо согласуются с их стратиграфическим положением. На г. Виноградова были подняты щелочные базальты и трахиты. Возраст (К-Аг метод) базальта – 22.0 ± 2.0 и трахита – 26.0 ± 3.0 млн лет, что отвечает позднеолигоцен-раннемиоценовому времени [9; 11]. Итак, изучение изометричных поднятий ЗФК показало, что в их пределах выделяется 3 тектоно-магматических этапа: 1 – позднемезозойский (позднемеловой), 2 – среднеэоценовый; 3 – позднеолигоцен-раннемиоценовый. При этом, в северной части ЗФК (плато Амами, хребты Дайто, Оки-Дайто и Лапу-Лапу) известны первые два этапа, а на плато Бенхам и Урданета – второй и третий этапы.

Абиссальные равнины ЗФК изучалась с помощью бурения (скв. 290, 447 и 1201) и драгирования. Скважины расположены в восточной части котловины севернее Центрального разлома. В двух из них (скв. 447; 1201) вскрыты базальты, аналогичные океаническим толеитам. Данные изотопных определений по базальтам этих скважин отсутствуют. Известно, что они залегают под позднеэоценовыми осадками, т.е. возраст базальтов можно определить как допозднеэоценовый. Время образования фундамента ЗФК обычно определяется по данным магнитных аномалий. З. Бен-Аврахам с соавторами (1972) считал их мезозойскими, а возраст котловины, соответственно, – позднемезозойским. Большинство же других авторов [11] считают их кайнозойскими, а возраст ЗФК, вслед за Д. Каригом – палеогеновым.

Недавно появились данные о возрасте магматических пород, поднятых в самой западной части ЗФК (бассейн Хуатунг – западнее о. Тайвань). С небольших поднятий дна здесь были подняты габброиды, возраст которых (по амфиболу, Ar-Ar метод) соответствует 116.2 ± 4.2 и 121.2 ± 4.6 млн лет [10]. Эти результаты находятся в соответствии с возрастом поднятых здесь осадочных пород (баррем) и данными новой интерпретации магнитных аномалий в бассейне, согласно которым раскрытие бассейна происходило с 131 до 119 млн лет [10].

Протяженные линейные зоны тектонически расчлененного рельефа (разломы) как отдельный тип морфоструктур в ФМ выделен нами недавно [6], хотя давно известен в ФМ, начиная с работ Г. Хесса (1948; 1952). В ЗФК нами выделяются Центральный, Широтный, Южный разломы и разлом 11° градуса. Геологические исследования (бурение и драгирование) проводились только в зоне Широтного (скв. 291) и Центрального (скв. 293) разломов. В скв. 291 под раннеэоценовыми осадками разбурены базальты, что может указывать на их дораннеэоценовый возраст. В западной части Центрального разлома (скв. 293) под позднеэоценовыми осадками была вскрыта тектоническая брекчия, обломки в которой представлены базальтами, долеритами и габброидами. Возраст одного из обломков габбро (Ar-Ar метод) составляет 42.0 млн лет [13, 14]. Приведенные данные свидетельствуют об эоценовой тектоно-магматической активности этой части разлома. В зоне стыка Центрального разлома и плато Бенхам расположена г. Виноградова, которая характеризуется позднеолигоцен-раннемиоценовой вулканической активностью [9; 11]. В недавней работе [10] также приведены данные о позднеолигоценном возрасте (26-28 млн. лет) вулканических пород, поднятых в центральной и восточных частях разлома. Согласно проведенным В.В. Жигулевым (1994) геотермическим расчетам в зоне Центрального разлома (район его сочленения с хребтом Кюсю-Палау) в позднеолигоценное время (порядка 25 млн лет) оформилась тепловая аномалия. Это также свидетельствует о проявлении здесь позднеолигоценной тектонической активности. В локальных впадинах Широтного и Центрального разломов подняты образования офиолитового комплекса (апогарцбургитовые серпентиниты), которые имеют, скорее всего, позднемезозойский возраст и выведены на поверхность тектоническими процессами.

Итак, анализ данных по изотопным возрастам магматических пород для всех структур ЗФК позволяет выделить в ее пределах три тектоно-магматических этапа: 1 – позднемезозойский (ранне- и позднемеловой), 2 – среднепалеогеновый (ранне-среднеэоценовый), 3 – позднеолигоцен-раннемиоценовый. Наиболее мощный этап – позднемезозойский, в результате которого сформировались абиссальное ложе котловины (раннемеловой (?)) и наложенные изометричные поднятия (позднемеловой). Второй и третий этапы отвечают периоду кайнозойской перестройки ЗФК и тектонической активизации всех ее основных структур.

Приведенные данные по тектоно-магматическим этапам ЗФК, а также анализ всех имеющихся геолого-геофизических материалов позволяет сделать следующие выводы по происхождению и эволюции этой структуры Филиппинского моря:

1 – Западно-Филиппинской котловина является фрагментом западной части древнего (Позднемезозойского) Тихого океана, которая в докайнозойское время развивалась как и вся западная окраина океана. В кайнозойское время ЗФК оказалась в зоне активной тектонической перестройки, которая была обусловлена сложным взаимодействием 3-х литосферных плит – Азиатской, Тихоокеанской и Австралийской.

2 – Фундамент абиссальной части ЗФК сформировался в позднемезозойское (раннемеловое-позднеюрское (?)) время, как и в прилегающей с востока к ФМ части Тихого океана (Восточно-Марианская котловина). В кайнозой в абиссальной части котловины формируются тектонические горы, протяженные уступы (эскарпы), а также редкие небольшие вулканические постройки.

3 – Изометричные поднятия представляют собой структуры аналогичные современным океаническим поднятиям. Как и в Тихом океане, они сформировались как наложенные структуры в позднемезозойское время после образования абиссального ложа котловин. Затем, по крайней мере, дважды (в среднеэоценовое и позднеолигоцен-раннемиоценовое время) эти структуры подверглись тектонической активизации, были раздроблены и погрузились до настоящего уровня.

4 – Протяженные линейные зоны тектонически расчлененного рельефа (разломы) ЗФК являются фрагментами регматической сети Земли. Они сформировались еще в период образования абиссальной части котловины – в позднемезозойское время. Позднее, в кайнозой, они активизировались. Максимально тектоническая активность коснулась зоны Центрального разлома в эоценовое и в позднеолигоцен-раннемиоценовое время.

Таким образом, все основные структуры ЗФК образовались в позднемезозойское время – как первичные (абиссальные равнины), так и вторичные (наложенные) – изометричные поднятия и разломы. В кайнозой все они претерпели тектоно-магматическую активизацию.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН (Проект 09-III-A-07-322).

Литература

1. Геология дна Филиппинского моря / Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.
2. Евланов Ю.Б. Филиппинское море. Геологическое строение, эволюция магматизма и осадконакопления. Владивосток: Дальнаука, 2000, 92 с.
3. Карп Б.Я. и др., Строение плато Урданет (Филиппинское море) по геолого-геофизическим данным // Докл. АН. 1995. Т. 341, № 1. С. 89–93.
4. Коновалов Ю.И. и др. Магматические комплексы хребта Оки-Дайто (Филиппинское море) // Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 25–31.
5. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
6. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности геологического строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филипп. море) // Закономерности строения и эволюция геосфер. Хабаровск: Дальнаука, 2004. С. 239–250.
7. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палау (Филипп. море) // НАУКА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ – НАЧАЛО ВЕКА. Магадан, 2005. С. 132–135.
8. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемой эволюции коры и мантии М.: Наука, 1992. 163 с.
9. Щека С.А., и др. Новые данные по геологии разломов Яп и Центральный в Филиппинском море // Докл. АН СССР, 1986. Т. 286, № 2. С. 417–421.
10. Deschams A.P et al., Evidence for Early Cretaceous oceanic crust trapped in the Philippine Sea Plate // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 503–516.
11. Geology and Geophysics of the Philippine Sea / Ed. H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki, et al.. Tokyo: TERRAPUB, 1995. 406 p.
12. Geology of the Northern Philip. Sea. Ed. T. Shiki. Tokyo: Tokai University Press, 1985. 288 p.
13. Initial Reports of the D. S. D. P. Wash. (U.S. Govern. Print. Off.). V. 6, N 31. P. 58–60.
14. Ozima M. et al., Ar⁴⁰ - Ar³⁹ age of rocks and the development mode of the Philippine Sea. // Nature. 1977. V. 267. 30 June. P. 816–818.

В.Т. Съедин, Ю.И. Мельниченко**ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ЕГО ВПАДИНЫ**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН, г. Владивосток

Филиппинское море (ФМ) занимает особое место в системе окраинных морей Западной части Тихого океана. Хребет Кюсю-Палау делит ФМ на две практически равные части – западную и восточную. Западная часть представлена Западно-Филиппинской котловиной, а восточная – включает котловины Сикоку, Паресе-Вела и обрамляющую их с востока Идзу-Марианскую островную систему. В этой части работы рассмотрены тектоно-магматические этапы структур восточной части ФМ и пограничной структуры – хребта Кюсю-Палау.

Котловины Сикоку и Паресе-Вела расположены в восточной части ФМ. По мнению практически всех исследователей это новообразованные структуры. Большинство исследователей на основании геолого-геофизических данных время их формирования, вслед за Д. Каригом (1975), обычно принимается как позднеолигоцен-раннемиоценовое с некоторыми вариациями по абсолютным значениям. Чаще всего – 30–17 (реже – 15) млн лет [8; 13 и др.]. В центральной части котловины Сикоку пробурены три скважины (скв. 442, 443, 444), которые под миоценовыми осадками вскрыли раннемиоценовые базальты [13]. В скв. 444-А встречен 10-метровый силл щелочных долеритов, отделенный от нижележащих базальтов 20-метровой осадочной толщей. Возраст щелочного силла (К-Аг метод) среднемиоценовый – 14.7 ± 2.1 млн лет [13]. При изучении гор Кинан (котловина Сикоку), которые считаются пострифтовыми образованиями, с одной из вершин поднята глыба базальта среднемиоцен-позднемиоценового (?) возраста [12]. В котловине Паресе-Вела пробурены четыре скважины (скв. 53; 54; 449; 450), которые прошли осадки разного возраста (поздний олигоцен–средний миоцен) и вошли в базальты [13]. При драгировании зоны разлома Яп (котловина Паресе-Вела) в локальных впадинах подняты базальты (предположительно в основном раннемиоценового возраста) и породы офиолитового комплекса [1, 9, 12]. В одной из локальных впадин (впадина Айпод) также были подняты базальты с возрастом около 8.0 млн лет [12]. Их образование мы связываем с тектонической активностью, обусловленной формированием локальных впадин уже после становления основного ложа котловины. Приведенные геологические данные позволяют выделять в котловине Сикоку и Паресе-Вела два тектоно-магматических этапа: позднеолигоцен-раннемиоценовый (основной – рифтовый) и средне-позднемиоценовый (пострифтовый). В первый этап формировалось основное ложе котловин, а в пострифтовый, обусловленный их тектонической активизацией, – локальные впадины разлома Яп и горы Кинан. Детальные геофизические работы по проекту японских ученых CSSP (Continental Shelf Survey Project, 1983-1997 г.г.) подтвердили геологические данные и внесли лишь некоторые уточнения по особенностям эволюции котловин Сикоку и Паресе-Вела.

Марианская котловина (Марианский внутридуговой трог) довольно хорошо изучена с помощью подводных аппаратов, драгирования и бурения. Здесь пробурено 3 скважины DSDP 453, 454 и 456 – первые две расположены в западной, а одна (скв. 456) – в восточной части котловины. Процессы нормальной пелагической седиментации в районе скв. 453 начались уже в 5.6 млн лет назад, т.е. на рубеже

позднего миоцена и плиоцена [13]. В скважинах 454 и 456, расположенных в непосредственной близости (соответственно – западнее и восточнее) к центральному грабену, осадконакопление началось в раннеплейстоценовое время [13]. Скорее всего, как и в котловинах Сикоку и Паресе-Вела, вначале (в позднемиоцен-плиоценовое время) сформировалось основное ложе котловины, а позднее (в четвертичное время) центральный грабен (?), который является вторичной (наложенной) структурой. Согласно представлениям большинства авторов [8, 13 и др.] Марианский трог образовался в позднемиоцен-четвертичное время в результате внутривулканогенного спрединга или рифтогенеза.

Хребет Кюсю-Палау (КП) одна из ключевых структур Филиппинского моря. Хребет КП состоит из 3-х обособленных частей (фрагментов) – Северный (о. Кюсю – 24°N), Центральный (23°N–14°N) и Южный КП (14°N – о. Палау), каждый из которых имеет различное простирание [7]. Хребет КП одна из самых изученных структур ФМ. На одной из возвышенностей Северного КП пробурена скв. 296, которая под позднеолигоценовыми известняками с пепловыми прослоями вскрыла мощную толщу (более 600 м.) позднеолигоценовых вулканогенно-осадочных образований с обломками вулканических пород [13], что указывает на проявление здесь в это время вулканической активности. Драгированием на Северном КП изучены еще 4 возвышенности, на 3-х из них подняты магматические породы [12]. Возраст гранитоидов г. Комахаси-Дайни (9 определений К-Аг и Аг-Аг методы) изменяется от 26.2 до 51.0 млн лет. [5; 11; 12; 12]. Отметим, что основная часть (семь) определений, большинство которых получено японскими исследователями, имеют среднеэоценовый возраст (37.4–51.0 млн лет) и лишь два определения (26.2 и 31.2 млн лет) относятся к олигоцену. При этом, последние две датировки получены по одной пробе и по старой методике в ППГО «Приморгеология» в 80-ые годы прошлого века [5]. Скорее всего, истинный возраст гранитоидов г. Комахаси-Дайни соответствует среднему эоцену. На г. Минами-Кохо подняты тоналиты с возрастом (К-Аг метод) 48.5 ± 1.4 млн лет [12]. Приведенные данные указывают о проявлении на Северном КП двух тектоно-магматических этапов: – среднеэоценового и позднеолигоцен-раннемиоценового. Центральный КП от 23°N до 18°N состоит из 9 отдельных гор (вероятно, вулканических построек), вытянутых вдоль единой линии в северо-северо-восточном направлении. Надежные данные по ним отсутствуют, хотя известно, что на 4-х из них были подняты единичные мелкие обломки вулканических пород [1; 11]. Южная часть Центрального КП и северная часть Южного КП довольно детально изучена нами в 4-х экспедициях. Южная часть Центрального КП (14°–17°N) имеет сложное строение. Здесь выделяются вулканические постройки 3-х типов (щитовые вулканы и стратовулканы 1-го и 2-го типов), каждый из которых характеризуется своими особенностями геологического строения и вулканизма [7]. Щитовые вулканы характеризуются вулканизмом аналогичным магматизму океанических островов и поднятий; стратовулканы 1-го типа – островодужным вулканизмом; стратовулканы 2-го типа – щелочным вулканизмом. Возраст осадочных пород [7] на одном из щитовых вулканов (определения С.В. Точиной по радиоляриям) соответствует маастрихту-раннему палеоцену (62.5-60.0 млн лет). Для вулканических пород с двух других щитовых вулканов изотопный возраст (К-Аг метод) составляет – 30.0 ± 3 млн лет (трахит); 8.4 ± 0.7 ; 9.0 ± 2 ; 10.0 ± 3 и 12.0 ± 4 млн лет (базальты). Эти определения указывают на наличие на щитовых вулканах 2-х периодов кайнозойского вулканизма – позднеолигоцен-раннемиоценового и позднемиоценового. Возраст пород щелочного вулка-

на (К-Аг метод) отвечает позднеолигоцену времени – 25.6 ± 1.2 (трахит) и 30.0 ± 3 (базальт) млн. лет. Время проявления островодужного вулканизма (стратовулканы 1-го типа) на хребте КП определяется как позднеэоцен-раннеолигоценое на основании данных по скв. 448. Такое время определено по стратиграфическому разрезу скважины и по 4-м определениям изотопного (К-Аг и Аг-Аг методы) возраста для базальтов (30.60 ± 0.86 ; 36.36 ± 0.58 ; 31.45 ± 1.52 и 34.88 ± 1.60 млн. лет), что хорошо соответствует положению базальтов в стратиграфическом разрезе [13]. В районе стыка хребта КП и Центрального разлома (район 14°N) В.В. Жигулевым (1994) выделяется геотермическая аномалия с возрастом 25 млн. лет. В самой южной части Южного КП (район 9°N) были подняты интрузивные и метаморфические породы [2; 5; 11]. Диориты (К-Аг метод) характеризуются позднемезозойским возрастом (86; 87; 118; 125 млн. лет). Таким образом, в формировании и эволюции хребта КП можно выделить пять тектоно-магматических этапов: 1 – позднемезозойский (центральная и самая южная часть КП); 2 – среднеэоценовый (Северный и Южный КП); 3 – позднеэоцен-раннеолигоценый (южная часть Центрального и Южный КП); 4 – позднеолигоцен-раннемиоценовый (Северный и Центральный КП); 5 – позднемиоценовый (Центральный КП). И только один из них (позднеэоцен-раннеолигоценый) отражает этап островодужного вулканизма, который проявляется в режиме преобладающего сжатия.

Западно-Марианский (ЗМ) хребет является хорошо обособленной частью Идзу-Марианской островодужной системы. От Марианской островной дуги он отделен Марианским внутридуговым трогом. Время его образования и, соответственно, время активного вулканизма на Западно-Марианском хребте всеми геологами определяется практически одинаково – 17 ± 20 – 7 ± 12 млн лет, т.е. как ранний-поздний миоцен [8; 13 и др]. Такой возраст определен главным образом по данным бурения (скв. 451, DSDP).

Вулканические образования в скв. 451 представлены породами (от базальта до дацита), аналогичными вулканитам известково-щелочной серии островных дуг. Согласно данным по разрезу скв. 451 активный вулканизм здесь завершился до формирования позднемиоценовой толщи. На основании анализа геологических данных и, прежде всего, материалов бурения (скв. 450, 451) мы полагаем, что формирование ЗМ хребта приурочено к раннемиоцен-среднемиоценовому (?) тектоно-магматическому этапу. Вероятно, время проявления активного вулканизма на ЗМ хребте было довольно коротким – 18–14 (13 ?) млн лет.

Идзу-Марианская островная система обрамляет с востока ФМ. Согласно многочисленным геологическим данным в ее геологическом строении участвуют породы от позднего мезозоя до четвертичного времени [1, 8, 13 и др.]. Островные дуги Идзу, и Марианская характеризуются современным вулканизмом. Иными словами, здесь можно обнаружить следы всех тектоно-магматических этапов, характерных для внутренней части ФМ, а также проявление современного – плейстоцен (плиоцен (?)) голоценового периода вулканической активности.

Приведенные данные по тектоно-магматическим этапам различных структур восточной части ФМ, а также анализ имеющихся геолого-геофизических материалов позволяет сделать следующие выводы по происхождению и эволюции этих структур:

1. Хребет Кюсю-Палау это сложная гетерогенная структура с длительным периодом эволюции, которая была сформирована в результате активной вулканической деятельности. Наиболее сложное строение он имеет в центральной части. Хребет заложился в позднемезозойское время на океанической коре в пределах 3-х раз-

ломных зон разного простирания, а настоящее (некоторое) структурное единство приобрел лишь в кайнозойское время. Хребет и состоит из 3-х фрагментов – Северный, Центральный и Южный Кюсю-Палау. Активные магматические процессы на хребте Кюсю-Палау завершились главным образом в позднеолигоценовое время, после чего он погрузился до современного уровня. В позднемиоценовое время хребет (по крайней мере в центральной части) претерпел очередную тектоно-магматическую активизацию. В качестве остаточной островной дуги можно рассматривать только самую южную часть хребта Кюсю-Палау (южнее 17° с.ш.), где в позднеэоцен-раннеолигоценовое время проявился вулканизм островодужного типа;

2. Котловины Сикоку и Паресе-Вела образовались при деструкции хребта Палео Кюсю-Палау в позднеолигоцен-раннемиоценовое время в результате процессов рифтогенеза или одностороннего спрединга. Основное ложе котловин сформировалось в позднеолигоцен-раннемиоценовое время, а наложенные (вторичные) структуры (разлом Яп в котловине Паресе-Вела и горы Кинан в котловине Сикоку) – это пострифтовые образования. Они сформировались уже после образования основного ложа котловин в результате их тектонической активизации в позднемиоценовое (среднемиоцен (?)-позднемиоценовое) время;

3. Марианский трог образовался в основном в позднемиоцен-плиоценовое время. Однако, активные тектоно-магматические процессы продолжались в нем и позднее – в четвертичное время. Скорее всего, они продолжаются и поныне в виде поствулканической гидротермальной деятельности;

4. Западно-Марианский хребет сформировался в результате активных тектоно-магматических процессов в раннемиоцен-среднемиоценовое время. В настоящее время он представляет собой остаточную островную дугу, активные вулканические процессы на которой закончились, скорее всего, еще в конце среднего миоцена. После этого хребет погрузился до современного уровня.

Суммируя данные по западной и восточной частям ФМ, отметим, что в море выделяется 7 тектоно-магматических этапов: 1 – позднемезозойский; 2 – среднеэоценовый; 3 – позднеэоцен-раннеолигоценовый; 4 – позднеолигоцен-раннемиоценовый; 5 – раннемиоцен-среднемиоценовый 6 – позднемиоценовый-плиоценовый; 7 – поздний плиоцен (ранний плейстоцен (?)) – современный. Каждый из этапов сыграл определенную (и разную) роль в формировании и эволюции отдельных структур и в целом впадины ФМ. Большинство этапов, выделенных в ФМ, в той или иной мере проявились и в других окраинных морях.

Таким образом, западная часть ФМ (Западно-Филиппинская котловина) – это остаточная (реликтовая) структура. Она представляет собой часть древнего Мезозойского Тихого океана, которая была отгорожена от него в позднемезозойское время системой разноориентированных глубинных разломов, послуживших основой хребта Кюсю-Палау. В кайнозое Западно-Филиппинская котловина оказалась в зоне активной тектонической перестройки, которая сопровождалась деструкцией земной коры. Восточная часть ФМ (котловины Сикоку и Паресе-Вела) – это новообразованные структуры, образовавшиеся в результате рифтогенеза в позднеолигоцен-раннемиоценовое время. Они сформировались в пределах долгоживущих трансструктурных зон (линеаментов) разного простирания: северо-западного – котловина Сикоку и меридионального (линеамет 140°) – котловина Паресе-Вела.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН (Проект 09-III-A-07-322).

В.П. Уткин**ТАН-ЛУ-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗ***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

На окраине Азии от Охотского до Южно-Китайского моря развиты две отчетливо выраженные трансрегиональные разломные системы – Тан-Лу-Сихотэ-Алинская (ТС) и Хуанхэ-Амурская (ХА), ориентированные по отношению друг к другу косо с образованием структурного ансамбля, который по своим морфо-кинематическим характеристикам отвечает строению и развитию левосдвигового парагенеза (рис. 1). ТС система представлена глубинными разломами, прежде всего, Тан-Лу (ТЛ) и Центральным Сихотэ-Алинским (ЦСА) (рис. 1), которые, ориентируясь СВ 25–30°, являются крупнейшими на окраине Азии левыми сдвигами, с амплитудами смещений около 760 и не менее 200 км соответственно [1, 3, 4]. Сдвиги формировались в мезо-кайнозой и наиболее активно – от юры до позднего мела. ХА система развита, главным образом, на флангах сдвига ТЛ. На северном фланге это, прежде всего, левые взбросо-сдвиги Илань-Итун и Дуньхуа-Мишань, которые простираются СВ 50–60° под острым углом, примыкают к ЦСА и параллельному ему Арсеньевскому (А) левым сдвигам (рис. 1). К этой системе также относятся идентичной ориентировки складчато-надвиговые структуры Сихотэ-Алиня и южного фланга ТЛ (рис. 1).

Парагенез ТС и ХА систем отчетливо проявлен в длительной истории развития сдвига ТЛ, который вместе с фланговыми разломами ХА системы образует S-образную структуру (рис. 1), центральная часть которой (собственно сдвиг ТЛ) отличается от флангов не только ориентировкой, но и значительно превосходящей амплитудой левых смещений, а также существенными различиями их синхронной кинематики. В развитии ТЛ установлено три главных этапа [4]: 1 – поздняя юр-ранний мел – произошло крупномасштабное (700–800 км) левостороннее смещение; 2) конец раннего мела-эоцен – разлом формировался, главным образом, как структура растяжения с развитием рифтовой долины, шириной 40–60 км (максимум 80 км). Рифт заполнялся молассой, красноцветами, а на некоторых участках – базитовыми вулканитами; 3) четвертичный период – на фоне продолжавшегося растяжения рифта вдоль его восточного борта произошли незначительные (до первых десятков м) правосторонние сдвиги. Инъекции плейстоценовых базанитов с включениями свидетельствуют о роли разлома как магмоподводящего канала, проникающего на глубину до 70–90 км. Фланговые разломы Илань-Итун и Дуньхуа-Мишань характеризуются взбросо-надвиговыми и сменившимися их левосдвиговыми смещениями. Последовательность кинематики разломов ХА системы установлена, например, на северном фланге разлома Илань-Итун, где он формировался в составе складчато-надвиговых структур нижнемелового комплекса осадков (рис. 1), развитие которых происходило в два главных этапа [2]. На первом этапе структуры формировались в условиях СЗ сжатия с развитием складчатости и взбросо-надвигов, характерных и для всей Сихотэ-Алинской системы складчато-надвиговых структур [3]. Сжатие началось не позднее юры и продолжалось до позднего мела (по [2] – до середины альба). Синхронно в этих же динамических условиях происходили крупномасштабные левосторонние смещения по ТЛ и ЦСА сдвигам, что позволяет

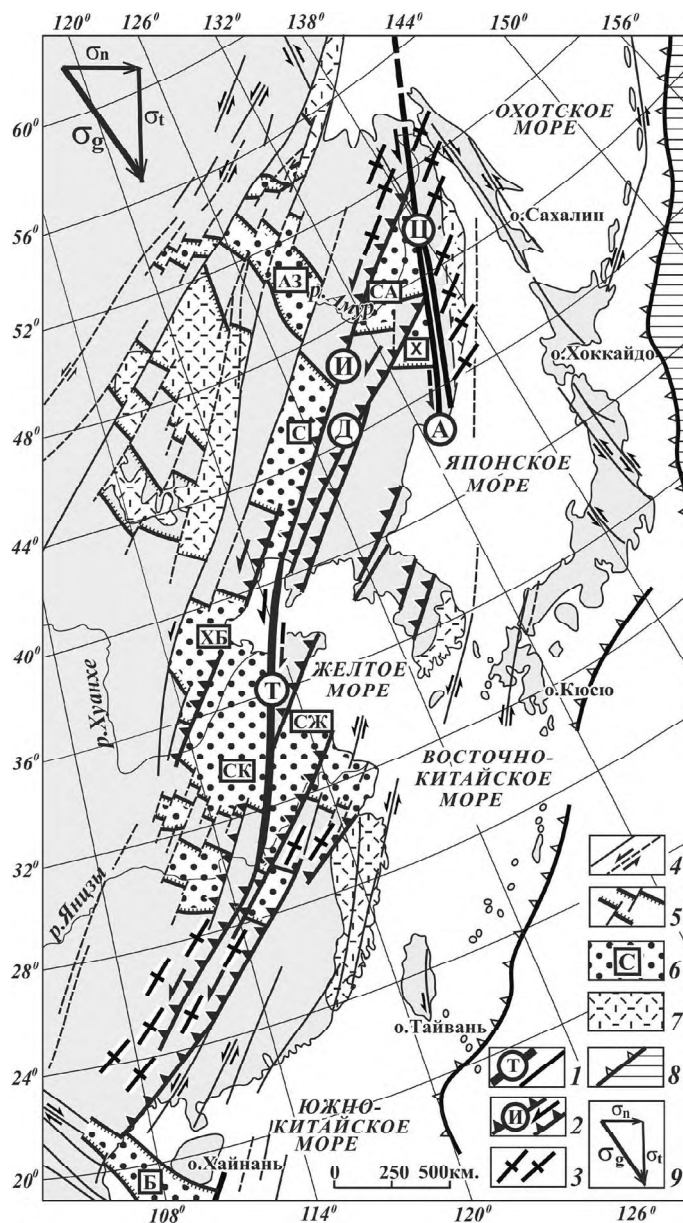


Рис. 1. Строение и динамо-кинематические условия развития Тан-Лу- – Сихотэ-Алинского структурного парагенеза.

1 – главные левые сдвиги ТС системы: Т – Тан-Лу, Ц – Центральный Сихотэ-Алинский, А – Арсеньевский; 2 – взбросо-сдвиги ХА системы (наиболее хорошо изученные: И – Илань-Итун, Д – Дуньхуа-Мишань); 3 – складчато-надвиговые структуры сжатия Сихотэ-Алиня и южного фланга ТЛ, входящие в ХА систему; 4 – прочие сдвиги и взбросо-сдвиги (пунктир – предполагаемые); 5 – генерализованные границы ОБ; 6 – главные ОБ: С – Сунляо, СА – Среднеамурский, СК – Северо-Китайский, ХБ – Хуабей-Бохайваньский, СЖ – Субэй-Желтоморский, Б – Бак-Бо, Х – Ханкайский, АЗ – Амуро-Зейский; 7 – меловые вулканисты; 8 – зона Бенъофа (штриховка – кора океанического типа); 9 – направления генерального сжатия литосферы (σ_g) и его производных – нормального (σ_n) и тангенциального (касательно-го) (σ_t) по отношению к глубинным левым сдвигам ТС системы.

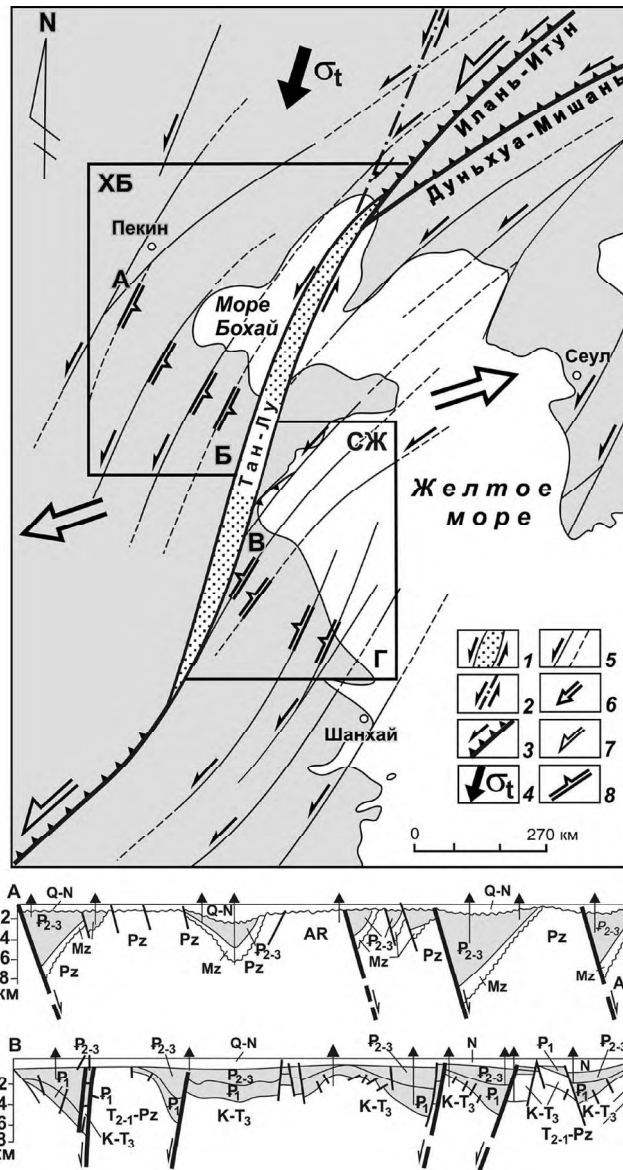


Рис. 2. Схема динамо-кинематических условий трансформации (поздний мел-кайнозой) сдвига Тан-Лу в структуру растяжения с развитием рифтовой долины (составлена по материалам [4 и др.]). 1-2- левый сдвиг ТЛ, трансформированный в позднем мелу-кайнозое в структуру растяжения с развитием рифтовой долины (1) и возможное продолжение системы сдвигов ТЛ в фундаменте осадочного бассейна Сунляо (2); 3-4 – фланговые разломы ТЛ (3), формировавшиеся на первом (до позднемеловом) этапе крупномасштабных левых сдвигов ТЛ как его парагенетические структуры сжатия, а в позднем мелу-кайнозое трансформированные в левые сдвиги в результате действия тангенциальных напряжений сжатия (4) производных генерального сжатия литосферы, ориентированного 340–350° (см. рис. 1); 5 – прочие левые взбросо-сдвиги ХА системы; 6-7 – направление растяжений ТЛ и прилегающих территорий (6) в результате левосдвиговой активизации фланговых разломов ТЛ (7); 8 – односторонние грабены, зеркально симметричные относительно рифтовой долины ТЛ (см. разрезы); ХБ, СЖ – Хубэй-Бохайваньский (ХБ) и Субэй-Желтоморский (СЖ) осадочные бассейны.

сделать вывод о развитии разломно-складчатых структур ХА системы, как парагенетических структур сжатия ТС системы левых сдвигов. После альба стиль кинематики изменился со все нарастающей доминантой развития послонных левых сдвигов, сопровождаемых складками с крутыми и вертикальными шарнирами, осложняющими крылья сжатых складок с пологими шарнирами первого этапа деформаций [2]. Левосдвиговая активизация разлома Илань-Итун подтверждается развитием вдоль него осадочных бассейнов (ОБ), которые характеризуются преимущественно как структуры типа пул-апарт, в которых левосдвиговая компонента растяжения играла определяющую роль. Дислокации происходили в условиях сжатия коры (режим транспрессии) с развитием сдвигов в режиме трансенсии (сдвиг с растяжением). Дискретное левосдвиговое растяжение коры вдоль Илань-Итун и параллельным ему сдвигом обусловило формирование грабенов, тесные группировки которых сформировали ОБ Сунляо преимущественно в позднем мелу и Среднеамурский преимущественно в кайнозое (рис. 1). Позднемеловая-кайнозойская левосдвиговая активизация сдвигов ХА системы синхронна второму этапу формирования ТЛ, который в этот период развивался, главным образом, как гигантский дуплекс растяжения в зоне смыкания несоосных фланговых левых сдвигов (рис. 1). Кроме формирования осевого рифта с рифтовой долиной в растяжение были вовлечены значительные площади континентальной коры к востоку и западу от ТЛ с развитием ступенчатых сбросов в направлении ТЛ и образованием односторонних грабенов, зеркально симметричных относительно осевого рифта (рис. 2). В результате дискретного растяжения и проседания коры был сформирован обширный Северо-Китайский ОБ, а в его составе – Хуабей-Бохайваньский и Субей-Желтоморский ОБ (рис. 1, 2), богатые углеводородами.

Развитие трансрегионального структурного парагенеза в мезо-кайнозое происходило в условиях генерального вектора сжатия литосферы $340-350^\circ$. К позднему мелу ТС система сформировалась и развивалась как масштабная окраинноконтинентальная зона простого сдвига. В этих структурных условиях генеральное сжатие, согласно известным законам тектонофизики, генерировало два основных напряжения сжатия – нормального и тангенциального (касательного) по отношению к левым сдвигам ТС системы (рис. 1). Касательное сжатие, ориентированное ЮЗ $200-210^\circ$, по-видимому, и было главной динамической причиной периодической трансформации ХА системы структур сжатия в левые сдвиги, что, в свою очередь, приводило к парагенетической трансформации сдвига ТЛ в структуру растяжения.

Рифт ТЛ морфологически (S-образная форма), механизму растяжения (левосдвиговой парагенез) и ориентировке в плане идентичен Байкальскому рифту, что ставит вопрос о необходимости корреляции строения и развития этих крупнейших рифтогенных структур Азии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант 08-05-90300-Вьет-а).

Литература

1. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
2. Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 43–61.
3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
4. The Tancheng-Lujian wrench fault system. Chichester England: John Wiley and Sons. 1993. 279 p.

А.И. Ханчук**ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ГРАНИЦ СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В настоящее время можно выделить три типа границ плит: спрединговый, субдукционный и трансформный (скольжения). Границы скольжения литосферных плит распространены в переходных зонах континент–океан и внутри континентов, где обычно возникают после коллизии континентальных блоков. В последние годы становится все более очевидным то, что границы скольжения плит представляют собой не переходную, как считалось ранее, а самостоятельную геодинамическую обстановку, для которой характерны индивидуальные черты тектоники, магматизма и металлогении.

Тектоническими индикаторами скольжения плит на границе континент–океан являются турбидитовые комплексы континентального склона и его подножия и синдвиговые зоны растяжения на континентальной окраине.

Наши исследования показали, что геодинамическая история тихоокеанских окраин в мезозое и кайнозое представляла собой чередование границ погружения или скольжения литосферных плит во времени и пространстве. Эволюция границ скольжения океан–континент приводила к синдвиговому сжатию комплексов переходной зоны и формированию гигантских S-складок с вертикальными шарнирами, которые маркируются комплексами аккреционных призм и турбидитовых бассейнов. В результате формировались орогенные пояса и новые блоки континентальной литосферы (рис. 1). Следует подчеркнуть, что коллизия островных дуг с континентальной окраиной всегда сопровождается развитием границы скольжения плит после блокирования старой зоны субдукции, вплоть до образования новой.

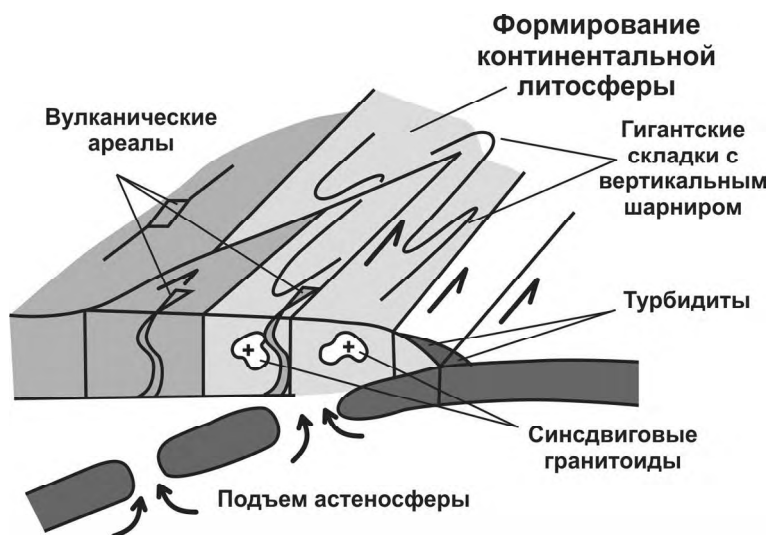


Рис. 1. Модель границы скольжения плит (трансформной континентальной окраины).

Вместе с тем, обстановки скольжения плит ответственны и за деструкцию континентальной литосферы, при которой формируются новообразованные задуговые впадины типа япономорской.

В качестве примера, рассмотрим Камчатку, где обстановки, связанные с процессами скольжения литосферных плит и с формированием окон в погруженной океанической плите, реконструируются резкими изменениями типов магматических проявлений и их геохимических характеристик. В олигоцене и раннем миоцене в результате субдукции формируется протяженный вулканический пояс Срединного хребта и Южной Камчатки. Далее, в среднем и позднем миоцене, после аккреции внутриокеанических островных дуг с востока к активной окраине, возникает граница скольжения плит. В позднем миоцене-раннеплиоценовое время этот этап сопровождается магматизмом внутриплитного геохимического типа с проявлением базанит-щелочно-базальтовых магм, формирование которых связывается с подъемом астеносферного вещества в условиях образования слэб-виндоу (рис. 2).

Структурно-вещественные комплексы обстановок скольжения литосферных плит выделяются в эоцене и раннем мелу на востоке Азии, в юре-раннем мелу – в пределах Колымской петли, Монголо-Охотского и Забайкальского регионов, в девоне – в пределах Алтайского региона и т.д.

Магматизм активных окраин определяется характером взаимодействия литосферных плит. Отличительные черты надсубдукционного магматизма известны. Магматизм зон скольжения литосферных плит как обычный тип ранее не выделялся. Наиболее детально породы этого типа изучены в Калифорнии. Здесь развитие магматизма обусловлено погружением спредингового хребта и образованием слэб-виндоу. Калифорнийский магматизм отличается разнообразием породных комплексов, общей чертой которых является смешение внутриплитных, субдукционных и срединноокеанических геохимических признаков, что является результатом участия астеносферного диапира, надсубдукционного клина и слэба в процессе магмообразования. Такая вариабельность геохимических признаков вулканитов зон скольжения литосферных плит свидетельствует о том, что их состав, в отличие от магматитов иных геодинамических обстановок, определяется комплексом факторов,

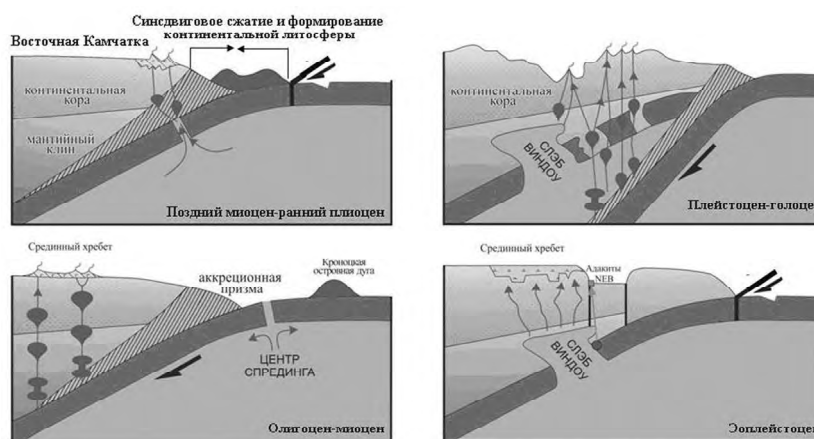


Рис. 2. Модель развития Камчатки.

включая предшествующую историю развития территории, динамику разрушения субдуцирующей плиты, состав астеносферного диапира.

Магматизм, связанный с режимом скольжения литосферных плит, в последнее десятилетие выявлен в Восточном Сихоте-Алине. Позднемеловой и кайнозойский этапы вулканизации здесь существенно различаются между собой. Первый характеризовался, в основном, андезитовым и риолитовым вулканизмом, второй – преимущественно базальтовым. На классификационных диаграммах фигуративные точки эоцен-среднемиоценовых базальтов описываемых пород отчетливо смещены в область внутриплитных лав. Восточная окраина Евразии является границей двух основных мантийных изотопных доменов Земли – Индийского и Тихого MORB. Высокая величина $D8/4Pb$ в относительно древних (50 и более млн. лет) и относительно молодых (менее 15 млн лет) базальтах свидетельствует о преобладающем вкладе субконтинентальной литосферной мантии в их магмогенезис (MORB Индийского океана). Резкое уменьшение этой величины в интервале 50–20 млн лет указывает на вовлечение в магмогенезис океанической астеносферы (MORB Тихого океана).

Интрузивный магматизм границ скольжения литосферных плит отличается пестрым составом. Характерно присутствие субщелочных пород. Гранитоидный магматизм развивается антидромно от гранитов к гранодиоритам с повышением

Магматизм границ погружения (субдукции) океанической плиты	Магматизм границ скольжения плит
Источники	
надсубдукционный мантийный клин, субдуцирующая океаническая плита	палеосубдукционный клин, океаническая астеносфера, погруженная литосферная плита (слэб), роль которых в магмогенезисе варьирует в зависимости от особенностей геодинамического режима.
Вулканические структуры	
протяженные линейные вулканические пояса субпараллельные глубоководному желобу.	ареалы, различной протяженности на большой площади
Вулканические извержения	
центрального типа (стратовулканы) с преимущественно эксплозивного типа, гомодромная последовательность формирования: базальт-андезит-риолит	центрального (щитовые вулканы) или ареального типов, бимодальные (базальт-риолитовые), либо базальтовые ассоциации субщелочного или щелочного типов. Антидромная последовательность формирования
Геохимические характеристики	
поперечная геохимическая зональность. Базальты низкощелочного или субщелочного типов с высокими содержаниями Al_2O_3 (>17 масс.%), низкими Ni (<20-30 г/т) и TiO_2 (<1 масс.%). Низкие отношения Ni/Co (<1), Ti/V (<0.04), Th/La (0.2-0.3), Nb/La (0.2-0.5), но высокие - Ba/La (20-30)	базальты субщелочного или щелочного типов, от OIB и MORB до высокоглиноземистых. Высокоглиноземистые лавы с более низкими содержаниями Al_2O_3 (16-17 масс.%), но высокими - Ni (<30-50 г/т), TiO_2 (1-2 масс.%); высокими Ni/Co (>1), Ti/V (<0.04), Th/La (0.13-0.2), Nb/La (0.25-0.35), Ba/La (20-25) отношениями

значения «мантийных» геохимических и изотопных признаков. На орогенном этапе внедрялись крупные массивы гранитоидов ильменитовой серии. Коллизионное скольжение островных дуг вдоль континентальной окраины обусловило формирование зональных дунит-клинопироксенит-монцонитовых интрузий аляскинского типа с месторождениями платины. Субдукция спрединговых хребтов вызвала внедрение эоценовых кортландит-норитовых интрузий с медно-никелевыми месторождениями в Срединном хребте Камчатки и на о. Хоккайдо и раннемеловых щелочных ультрамафит-мафитовых интрузий в Центральном Сихоте-Алине.

Крупнообъемные месторождения золота приурочены к фрагментам (террейнам) древних субдукционно-аккреционных призм и турбидитовых бассейнов границ скольжения плит. Исходным субстратом являются турбидиты континентального склона и его подножия (“черные сланцы”), которые были дислоцированы и интрудированы гранитоидами в процессе орогенеза. Это сульфидный класс месторождений, который по характеру минерализации может быть разделен на типы и подтипы. Общим признаком является присутствие элементов платиновой группы в сульфидах и реже – в углистом веществе. На Дальнем Востоке России это месторождения: Глухое, Маломырское, Токур, Наталка, Дегдекан, Майское и др. В последние годы, на юге Дальнего Востока России выявлен новый тип благороднометалльного оруденения, приуроченного к графитовым сланцам. Исходные тонкозернистые отложения ассоциируются с железо-марганцевыми и кремнистыми породами. Накапливались они, скорее всего, на внешнем (океаническом) склоне глубоководных желобов. Содержание углерода в графитовых сланцах очень высокое – 10–20% и выше. Сульфиды практически отсутствуют. Платиноиды приурочены к графиту, часть золота находится в свободной форме.

Непосредственно с магматическими ареалами границ скольжения плит связаны золото-серебро-полиметаллические раннемеловые месторождения юга Дальнего Востока (Покровское, Пионерское) и поперечных раннемеловых структур растяжения Охотско-Чукотского пояса (Карамкен, Хаканджа, Дукат), а также эоцено-олигоценные вулканы Сихоте-Алиня (Белая Гора, Бухтянское, Валентиновское) и Корякии (Аметистовое), ранне-позднемеловые оловянные месторождения Кавалеровского и Комсомольского рудных районов и эоцен-раннеолигоценные месторождения Корякского региона. С мезозойскими литий-фтористыми гранитами Забайкалья связаны тантал-ниобиевые месторождения (Орловка и др.).

Типичными для границ скольжения плит являются медно-молибден-порфировые с золотом месторождения, приуроченные к вулканоплутоническим комплексам границ скольжения литосферных плит на Дальнем Востоке (ранний мел) и Алтае (девон). Мы прогнозируем крупное медно-порфировое месторождение в палеогеновых магматитах калифорнийского типа в западной Корякии Чукотки. Медно-полиметаллические месторождения типа Куроко, связанные с деструкцией континентальных окраин и образованием синсдвиговых морских бассейнов, известны в девоне в Алтайском регионе.

Чжао Чуньцзин, Дуань Жуйянь**РИФТОПОДОБНЫЙ ПРОГИБ ЧЖАНГУНЬЦЕЛИНЬ: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ**

Шэньянский институт геологии и полезные ископаемые, г. Шэньян, КНР

Рифтоподобной (рифтоидный) прогиб Чжангуньцелинь расположен в районе от Даломий до Син Сень и представляет собой линейную структуру меридионального простираения протяженностью 300 км, шириной 30–50 км на восточном склоне кряжа Чжангуньцелинь.

Прогиб ограничен крупными разломами. На востоке он отделен от массива Дямусий (Дзямусы) разломом Муданцзин. К западу от прогиба расположена область среднепалеозойской складчатости – Баочиан-Сяодингоу. Они разделяются разломом Даломий-Хендаохэзе.

Отложения нижней части прогиба относятся к неопротерозойской (нанхуасиний) серии Чжангуньцелинь, подразделенной на три свиты. Мощность нижней свиты Мошишань составляет 500–700 м. Она сложена металипарит-порфирами, порфирированными туфолавами, лавами среднего и основного состава, пятнистыми сланцами, серицито-филлитами и линзами мрамора. В средней части разреза выделяются отложения свиты Хунгуань (мощность > 500 м). Это слюдисто-кварцевые, филлитово-андалузитовые и аргиллитово-алевролитовые сланцы, филлиты, расланцованные лавы, туфолавы и туфы андезито-базальтового ряда, биотит-плагиоклазовые лептиниты. Встречаются тонкие слои липарофира и мраморов. Верхняя часть серии – свита Син Сень, мощностью 250–1200 м. В ее составе слюдисто-кварцевые, биотитовые и аргиллитовые сланцы, филлиты, кварцевые песчаники, мраморы и т. д. Здесь же установлена синийская фауна *Leiominusoula (Leiospaerdia sp.)*.

Таким образом нижнюю часть серии Чжангуньцелинь образована лавами и туфолавами известково-щелочного состава при незначительном участии терригенного мелкообломочного материала. Верхняя же часть разреза серии представлена отложениями морской вулканогенно-кластической формации, среди которых преобладают алевролитово-глинистые породы, а карбонатные встречаются только в виде линз или тонких пластов. Породы серии претерпели интенсивный динамометаморфизм, как следствие широко развита сланцеватость, присутствуют зоны скалывания и местами – милонитизации (в районах Дунфон, Сигоу, Син Сень, Дашитао и др.).

Вулканические породы представлены – туфолавами порфировых липаритов, дацитов и андезито-базальтов. Андезиты не обнаружены. По петрохимическому составу ассоциация является бимодальной. Порода среднего-основного состава относится к щелочному, а кислого состава – к субщелочному ряду. Вместе с тем результаты исследования показывают, что все вулканические образования комагматичны и образовались в одной обстановке растяжения.

Помимо описанных выше пород в прогибе встречаются ультраосновные и основные интрузивные тела, которые расположены в осевой части прогиба и имеют меридиональное простираение.

Породы интрузий относятся к умеренному известково-щелочному ряду и сложены гиперстеновыми и амфиболовыми пироксенитами, оливинными и амфиболовыми габбро, диоритами и кварцевыми диоритами.

Позднепротерозойские гранитоиды образуют меридиональную полосу батолитов, площадь некоторых превышает 100 км² (массивы Хутелинь, Башба и др.). Породы представлены в основном гранодиоритами, монцогранитами и биотитовыми гранитами. Батолиты дифференцированы по составу и зональны. Их центральные части представлены гранодиоритами, которые к периферии сменяются биотитовыми гранитами. Во внешних зонах массивов широко распространены гибридные разновидности. Возраст гранитоидов составляет 562 ± 31 Ма (Rb-Sr метод, 5 определений, $r = 0.995$, $ISr=0.7076$).

Граниты по петрографическим и петрохимическим характеристикам, геохимии РЗЭ и микроэлементов, изотопному отношению стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7076$, что отвечает интервалу 0.705–0.709) относятся к умеренно-щелочному ряду, I типу. Они образовались в обстановке орогенеза, после замыкания прогиба Чжангуанцайлинь и последующего поднятия. В результате орогенеза отложения прогиба сильно деформированы и разбиты разломами. Тектонические нарушения в области, ограниченной глубинными разломами Муданьцзин и Даломи-Хендаохэзе, имеют СЗ и СВ ориентировку. Установлены зоны сдвига и милонитизации пород.

Рифтоподобный прогиб Чжангуньцзелинь образовался в начале периода нанхуа в условиях растяжения при расколе западного края массива Дямуси (Дзямусы). К позднему синию данный прогиб замкнулся, что сопровождалось поднятием (орогенез) и интенсивным магматизмом. Мы полагаем, что образование рифтоподобного прогиба Чжангуньцзелинь было следствием вертикальной аккреции фрагментов континентальной земной коры, которая произошла в период ханкайского тектонического цикла.

Вопрос о существовании Ханкайского тектонического цикла на севере Северо-Восточного Китая (складчатые системы в провинциях Гири и Хэйлундзян) остается дискуссионным и пока не имеет однозначного ответа. Дополнительным аргументом в пользу его существования являются реконструированные особенности эволюции прогиба Чжангуньцзелинь: вулканогенно-терригенное осадконакопление, интенсивный динамометаморфизм, орогенез, внедрение ультраосновных, средних и кислых расплавов. Аналогичные прогибы встречаются также в краевой части блока Лунган (Сибоан-Хуннихэ-цзинюй), и в западной части Большого Хингана (серия Вологен, Ломаху), где развиты интрузивные породы и синийские офиолиты вдоль глубинного разлома Таюань-Хэлар. Все эти факты позволяют нам считать, что в северной части СВ Китая действительно был в неопротерозое (нанхуа-синий, 800–543 Ма) ханкайский тектоноцикл значительной интенсивности.

РАЗДЕЛ II

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Н.В. Астахова

ВКЛЮЧЕНИЯ САМОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРКАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Первые железо-марганцевые образования в Японском море были обнаружены при драгировании возвышенности Первенца в 20 рейсе нис “Первенец” отдела морской геологии ТОИ ДВО РАН в 1973 году [3]. В следующих экспедициях корки мощностью от нескольких мм до 20 см были подняты при драгировании привершинных частей большинства подводных возвышенностей. По содержанию главных рудных элементов эти корки отличаются от корок северо-западной части Тихого океана высоким содержанием Mn и аномально низким – Fe. В основном, содержания Mn в них варьируют в пределах 20–40 %, а Fe 1–8 %. Диапазон отношений Mn/Fe очень широк и изменяется от 0.11 до 571, в среднем (за исключением максимального и минимального) составляет 28.4. Содержание микроэлементов в изученных образцах низкое и составляют десятые и сотые доли процента. Химический состав и приуроченность корок к привершинным частям подводных вулканов позволило сделать вывод, что образование их связано с поствулканическим гидротермально-осадочным процессом [1, 4].

При изучении аншлифов железо-марганцевых корок, поднятых на подводных возвышенностях Японского моря, при помощи микрозондового анализатора JXL-8100 во всех образцах были обнаружены многочисленные включения цветных и благородных металлов в самородном виде и в виде интерметаллических соединений различного состава.

Из цветных металлов встречаются самородные медь, свинец, никель, железо и титан, но более распространены интерметаллические соединения, представляющие собой сплавы от 2 до 4 металлов. Среди них преобладают соединения меди: Cu-Zn, Cu-Sn, Cu-Zn-Pb, Cu-Sn-Zn, Cu-Sn-Pb, Cu-Sn-Zn-Pb, Cu-Zn-Ni, Cu-Zn-Pb-As. Некоторые зерна содержат примеси кобальта, мышьяка и сурьмы до 1 %. Часть этих соединений, в основном содержащих большое количество свинца и олова, в разной степени окислена. Самой распространенной является цинкистая медь. Она встречается во всех образцах. Размеры этих выделений варьируют от 1 до более 10 микрон и имеют разнообразную форму. Содержания металлов в них изменяются в очень широких пределах: от 71 до 3 % Cu и от 86 до 2 % Zn.

Реже встречаются соединения Fe-Cr-Ni, Ni-Fe-Mn, часто с примесью меди и цинка. Выявлены единичные зерна состава Ni-Cr и Fe-Cr. В нижней, ожелезненной части корки со склона хребта Галагана кроме зерен состава Fe-Cr-Ni, обнаружены соединения Fe-Ni-Cu и Fe-W-Cr. Форма зерен различная: от округлой до удлинённой. Размеры также варьируют от 1 до более 10 микрон. В рудных корках возвышенности Медведева найдено несколько зерен фосфида никеля.

Обнаружено зерно вольфрама с высоким содержанием титана и кобальта. Вероятно, это интерметаллический сплав W-Ti-Co.

Из благородных металлов в рудных корках встречается самородное серебро и палладий. Наиболее широко распространено серебро. В тех или иных количествах оно попадает во всех образцах, иногда с примесями теллура, меди, цинка или вольфрама. Размеры зерен, в основном, первые микроны, но встречаются выделения

Таблица. Химический состав (вес. %) интерметаллических соединений в железо-марганцевых корках Японского моря

Зерно	Cu	Zn	Pb	Sn	Ni	Cr	Fe	Mn	Si	O	Сумма
1	56.68	38.76						3.64			99.09
2	60.20			24.79				5.03	0.24	6.63	96.89
3	66.91	7.51	2.54	8.17	0.41		0.61	6.22	0.29	5.42	99.40
4	52.42	28.96	6.84				2.03	2.24			93.28
5					83.61		11.26	4.14		1.65	100.66
6					4.01	15.84	68.59	9.81	0.56		98.80
7					10.09	17.05	66.54	2.81	0.49	1.47	98.46

Примечание. Из-за очень малых размеров зерен при микрозондовом анализе частично захватывается окружающая матрица.

самородного серебра размером до 100 мкм, образующие цепочку или отдельные гнезда. Обнаружены единичные зерна самородного палладия, но, в основном, он встречается в виде палладита. Часто присутствует примесь платины, висмута и меди, иногда циркона. Обнаружены единичные зерна палладистой платины.

Образование различных по составу самородных металлов и интерметаллических соединений возможно лишь в резко восстановительной среде. Формирование подобных комплексов самородных металлов и интерметаллических соединений наблюдается в настоящее время в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. Согласно С.Ф. Главатских [2], перенос и концентрация рудных элементов происходит в особых восстановительных условиях, которые создавались при фракционировании эндогенного флюида, отделившегося от базальтового расплава. Накопление продуктов эксгаляций происходит в участках интенсивной газовой фильтрации и является ее минеральным отражением.

Практически во всех образцах рудных корок Японского моря были обнаружены участки с органическими остатками, напоминающими бактериальные маты, которые обычно развиваются в местах выхода газа. К этим же участкам приурочено большое количество мелких зерен цветных металлов. На основании этого, можно предположить о поступлении восстановленных высокотемпературных газовых флюидов по ослабленным зонам вулканической постройки. Не исключено, что часть самородных металлов и интерметаллических соединений могла переноситься в виде аэрозолей.

Литература

1. Астахова Н.В., Введенская И.А. Химический состав и генезис железо-марганцевых образований подводных вулканов и возвышенностей Японского моря // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 1–8.
2. Главатских С.Ф. Самородные металлы и интерметаллические соединения в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 2. С. 433–437.
3. Пушин И.К., Берсенев И.И., Берсенев Ю.И. и др. О находке железо-марганцевых конкреций в северо-западной части Японского моря // Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ, 1975. С. 94–95.
4. Скорнякова Н.С., Батурич Г.Н., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря // ДАН СССР. 1987. Т. 293, № 2. С. 430–434.

Н.В. Астахова, О.Н. Колесник, В.Т. Съедин

**АКЦЕССОРНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРКАХ И
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВОЗВЫШЕННОСТИ МЕДВЕДЕВА,
ЯПОНСКОЕ МОРЕ**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Возвышенность Медведева расположена в юго-западной части котловины Хонсю Японского моря. Форма возвышенности коническая, диаметр основания – 17 км, высота – около 2000 м. Минимальная глубина над вершиной составляет 1100 м. Поднятые при драгировании магматические образования представлены, главным образом, вулканическими породами (базальтами, трахиандезитами, трахидацитами), а также их интрузивными комагматами (долеритами, диоритами, сиенитами). При драгировании привершинной (1250–1600 м) части возвышенности Медведева совместно с магматическими породами были подняты железо-марганцевые корки (ЖМК) мощностью до 5 см [2], содержание Mn и Fe в которых варьирует в пределах 17.7–23.0 и 3.1–15.5 %, соответственно. Диапазон отношений Mn/Fe – 1.1–7.5. Концентрация микроэлементов в изученных образцах ЖМК низкая и составляет десятые и сотые доли процента. В вертикальном распределении основных рудообразующих и микроэлементов отмечена следующая особенность: с увеличением глубины драгирования образцов в их химическом составе наблюдается резкое уменьшение содержания Fe и Cu при увеличении роли Mn и других микроэлементов. Химический состав и приуроченность ЖМК к привершинным частям подводной возвышенности указывают на то, что образование рудных корок связано с поствулканическим гидротермально-осадочным процессом [1].

Для детального электронно-микронного изучения на приборе JXA-8100 (аналитический центр ДВГИ ДВО РАН) нами было отобрано 5 образцов: 2 – ЖМК (с разных станций); 3 – магматических пород (пористый порфиновый трахиандезит, пористый плагиоклазовый ферробазальт и мелкозернистый кварцевый сиенит) со следами вторичных изменений (ожелезнение, частичное заполнение пор и т.п.).

Электронно-микронное изучение шлифов ЖМК показало, что они имеют неоднородный химический состав. Обнаружены участки преимущественно марганцевого, железо-марганцевого, железо-марганцево-кремнистого, железо-кремнистого и кремнистого составов. В ЖМК одного из склонов возвышенности Медведева отложения марганца первичны. Позже микротрещины в марганце были полностью или частично “залечены” кристаллическим баритом. В этих же микротрещинах встречаются небольшие участки, заполненные редкоземельными металлами. В итоге, все это было перекрыто кремнистыми отложениями (рис. а). В ЖМК, поднятых при драгировании другого склона подводной возвышенности Медведева, отложения марганца вторичны по отношению к кремнистым и выполняют трещины в железо-кремнистой матрице. Иногда эти трещины заполнены карбонатом, более поздним, чем марганец. Марганцевые и железо-марганцевые гидроксиды, кроме того, образуют дендритовые выделения в кремнистой матрице. Вариации химического состава матрицы указывает на пульсирующий характер поступления гидротермального флюида, а также изменение его состава во времени и, возможно, в пространстве.

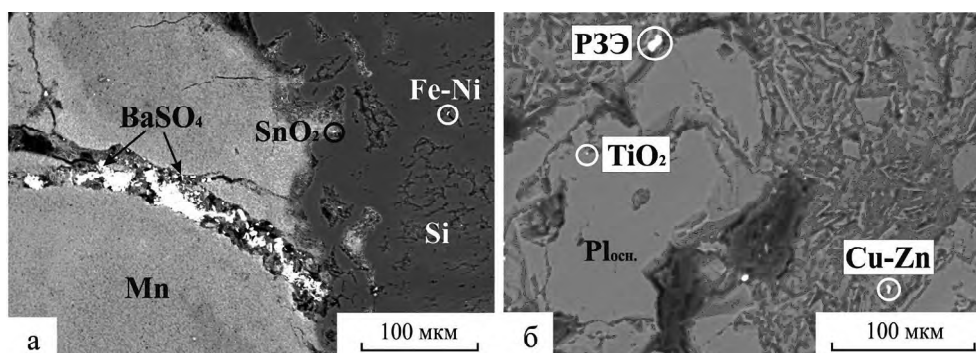


Рис. Металлические включения в железо-марганцевых образованиях (а) и магматических породах (б) возвышенности Медведева.

В ЖМК возвышенности Медведева обнаружены многочисленные включения зерен цветных, черных, благородных и редкоземельных металлов в виде самородных элементов, интерметаллических соединений, оксидов, сульфидов, фосфидов, сульфатов и вольфрамов (рис. а). Выявлены зерна самородной Cu, иногда с примесью Sn, цинкистой меди, в некоторых случаях с Pb. Обнаружены фосфиды Ni, сульфиды Zn, сульфаты Pb, вольфраматы Mn, смешанные оксиды Fe и Zn, Sn и Pb, Ni и Al, оксиды Sn и Sb. Из благородных металлов в ЖМК присутствует самородное Ag, часто с примесью Te, изредка – сульфиды Ag. Микровключения редкоземельных элементов (P3Э), размеры которых не превышают 10 мкм, встречаются в марганцевой и кремнистой матрицах. Они представлены смешанными оксидами La-Ce-Nd и La-Ce-Pr-Nd.

Изученные **магматические породы** с возвышенности Медведева характеризуются качественным и количественным разнообразием металлических минеральных фаз. Больше всего их в ферробазальте, тогда как в трахиандезите выявлены лишь единичные зерна, содержащие Fe и W. В целом, в вулканитах присутствуют минеральные фазы цветных (Cu, Zn, Sn, Ni, Pb, Sb, Ti, Cr, Fe, W), благородных (Ag) и редкоземельных (La, Ce, Nd, Pr) металлов. Они встречаются в виде мелких зерен (обычно 1–5, реже – 10–15 мкм) чаще всего изометричной плохо окристаллизованной формы и локализируются, как правило, вдоль стенок микротрещин и пор или выполняют микропустоты, межзерновые пространства в основной массе и в породообразующих минералах (рис. б). Самородные и интерметаллические соединения в магматических породах преобладают. В самородной форме выявлены Cu, Pb, Zn, Fe, Ti. Разнообразны сплавы: Zn-Cu, Fe-Cr, Pb-Cu-Sn. В сиените обнаружено необычное соединение Fe-Mn-Cr с примесью Ni, Dy, Cu, а в ферробазальте – смешанный оксид Fe-Pb-Sb-Sn. Идентифицированы оксиды Pb, Sn (касситерит), Zn (цинкит), Ti (рутил, перовскит), Fe. Сульфиды и сульфаты представлены халькопиритом $CuFeS_2$, галени-том PbS , англезитом $PbSO_4$, различным членам сульфидно-сульфатного ряда Fe и встречаются преимущественно в ферробазальте. В последнем, в тоже время, практически отсутствуют оксиды металлов. Найдены единичные включения шеелита, а также фосфидов Fe и Ni. Группа благородных металлов представлена только Ag в самородной, оксидной, реже сульфидной формах. Иногда Ag содержит примесь Te и Cu. P3Э встречаются в виде смешанных оксидов La-Ce-Nd и La-Ce-Pr-Nd.

Выводы

Электронно-микронное изучение шлифов ЖМК возвышенности Медведева показало, что цветные (Cu, Zn, Sn, Ni, Pb, Sb), благородные (Ag) и редкоземельные (La, Ce, Nd, Pr) металлы не сорбируются железо-марганцевыми гидроксидами из морской воды, а образуют самостоятельные минеральные фазы – самородные элементы, интерметаллы, оксиды, сульфиды, сульфаты, реже фосфиды и вольфраматы. Учитывая, что в подстилающих ЖМК магматических породах возвышенности Медведева содержится практически тот же комплекс цветных, благородных и редкоземельных металлов, можно говорить об одном и том же источнике поставки этих металлов в породы. Вероятнее всего, таким источником являются рудоносные газогидротермальные флюиды.

Литература

1. Астахова Н.В., Введенская И.А. Химический состав и генезис железо-марганцевых образований подводных вулканов и возвышенностей Японского моря // Вулканология и сейсмология. 2003. № 6. С. 36–43.
2. Берсенев И.И., Берсенев Ю.И., Ващенко Н.Г. и др. Некоторые вопросы геологического строения дна Японского моря (по материалам 24-го рейса НИС “Первенец”) // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 13–24.

Ю.И. Бакулин

**О ПРИЧИНАХ ШИРОКОЙ ПОДВИЖНОСТИ ЗОЛОТА И РАЗНООБРАЗИЯ
ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Представительство НП "Горнопромышленники России" в ДВФО

1. Золото- металл контрастов. Являясь в геохимическом отношении инертным металлом, оно распространено в разнообразных геологических обстановках в месторождениях разного генезиса. В предлагаемом сообщении предпринимается попытка объяснения этого явления.

2. Можно выделить 3 не химические (не геохимические) ветви подвижности золота: 1) в форме наночастиц, 2) высвобождение из кристаллических дефектов минералов- хозяев, 3) в зоне гипергенеза.

3. Миграция золота в форме наночастиц можно называть наногеохимией. Ранее [1] автор давал определение наногеохимии: "превращение, перемещение и накопление химических элементов в период между обособлением атомов и формированием кристаллов, и последующие превращения не химическим путем". Для общего представления об особенностях геохимии золота проведем упрощенный расчет. 1 моль золота массой 196.96654 г содержит 6.022141×10^{23} атомов (число Авагадро). В 1 г золота содержится 3.06×10^{21} атомов. 1 моль воды массой 18 г содержит то же количество молекул. В 1 т воды содержится 55 556 молей или 3.36×10^{28} молекул воды. Следовательно, при концентрации золота 1 г/г в растворе, будь то гидротермальный раствор или вода поверхностного водоема, на 1 атом золота приходится 10^7 молекул воды. При ламинарном течении раствора вероятность встретиться двум или более атомам золота, чтобы образовать первоначально кластер (наночастицу), а затем и кристалл, очень мала. Но она резко возрастает в турбулентной среде. Исходя из этого, можно сделать предположение о поверхностных потоках, как предпочтительной среде для роста золотин. Некоторые вопросы поведения золота на этой стадии автором были ранее рассмотрены [1]. Золотины представляют собой структурно рыхлые образования, образующиеся в специфических условиях. Особенности геохимии золота, сочетающие его высокую инертность и широкую подвижность, связаны с тем, что оно мигрирует, в основном, пассивно, в кластерной форме. В упомянутой работе были отмечены 2 степени свободы золотоносной системы: концентрация золота в системе и степень разуплотнения (сжатия) системы. С учетом выше приведенных данных нужно включить также ламинарность- турбулентность движения раствора. В гидротермальных системах, во всяком случае, в начальных стадиях их развития функционируют плоские кластеры золота. К такому выводу мы вынуждены прийти в связи с низкими концентрациями золота в системе, возможностями многократно менять субстанцию в ходе развития процесса (растворы, гели, вхождение в решетки других минералов и т.п.), но непрерывно наращивая степень концентрации. На всем протяжении процесса рудообразования золото в виде кластеров находится в системе в одной из перечисленных не стабильных субстанций, не образуя минеральной формы. В ионную форму оно переходит в присутствии галогенов. Но даже растворение золота галогенами – это путь к сегрегации наночастиц, т.к при восстановлении из низко концентрированных растворов образуются коллоидные растворы – гидрозоли

Повышение концентрации золота в системе ведет к образованию объемных кластеров с возрастающим количеством атомов, а кристаллическая структура золота начинает формироваться при разуплотнении, соответствующем 1.021 нм на 1 атом ($\omega = 10.21$).

Таким образом, для образования кристаллов золота (собственно рудообразования) необходимо падение давления в системе, когда по мере отложения минералов происходит пассивное повышение концентрации золота в растворе.

4. По поводу другого механизма мобилизации золота при замещении минералов-хозяев автор ранее высказывался [2]: “если большинство металлов, образуя электрически заряженные ионы, при изоморфизме имеют более или менее прочные связи с минералами хозяевами, то золото, являясь в большинстве случаев электрически нейтральным, замещает вакансии в дефектах кристаллов, адсорбируется на поверхностях, гранях роста и образует другие непрочные связи... Поэтому практически любое воздействие на минерал-носитель золота (особенно развивающееся в условиях сжатия) приводит к его высвобождению и переходу в новое состояние-либо в другой минерал, либо в подвижную фазу, а кристаллизация золота как самородного металла характерна для обстановок разуплотнения” (стр. 128). Такой механизм связан с рудообразованием в зонах диафтореза.

5. Объединенные в третью ветвь миграции золота (в зоне гипергенеза) представлены: а) охарактеризованными М.М. Константиновым [3] золотоносные объекты осадочных формаций, б) месторождения типа Карлин (в части гипергенной миграции), в) процессы роста самородков в россыпях.

Литература

1. Бакулин Ю.И. О природе превращений золота в рудогенезе // Отечеств. геология. № 1. 2010. С. 67–69.
2. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 403 с.
3. Константинов М.М. Золото в осадочных формациях. М.: Мэйлер, 2009. 209 с.

**Н.В. Бердников¹, Т.Н. Александрова², Н.С. Коновалова¹,
А.А. Черепанов¹, Н.С. Комарова¹**

**ФОРМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В УГЛЕРОДИСТЫХ
СЛАНЦАХ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ**

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

В настоящее время у исследователей и среди геологов–практиков наблюдается повышенный интерес к благороднометалльной минерализации углеродистых сланцев. Их перспективность в качестве источника золота и платиноидов определяется широкой распространенностью во многих регионах мира, многочисленными аналитическими данными о высоких содержаниях в них благородных металлов, а также примерами связи с ними крупных месторождений золото–платиновых руд. В то же время отмечаются крайняя нестабильность результатов анализов содержания благородных металлов (от очень значительных до практически нулевых в зависимости от применяемых методов) и неэффективность технологий извлечения тонкодисперсных благородных металлов из упорных углеродистых руд.

Среди углеродистых осадочных пород выделяются так называемые “черные сланцы”, к которым относятся терригенные породы, объединенные повышенным содержанием углеродистого вещества углистой, битумной или графитовой субстанции. На Дальнем Востоке обстановки отложения черных сланцев изучены достаточно хорошо, все они приурочены к границам континент–океан [1]. В черносланцевых толщах открыты крупные месторождения золота (Сухой Лог, Наталка и др.), которому здесь практически всегда сопутствуют металлы платиновой группы [2]. Присутствие платиноидов – типоморфная особенность этих месторождений, существенно увеличивающая их практическую значимость и рентабельность освоения. Вместе с тем степень изученности платиноидного оруденения в черных сланцах низка. Нет единого мнения о его генезисе, фрагментарны данные о формах нахождения благородных металлов в этих породах, нет сертифицированных методов определения их концентраций. Все это сдерживает работы по поиску комплексного благороднометалльного оруденения в черных сланцах и оценке его потенциала.

В графитсодержащих сланцах сутырской и кимканской толщ на востоке Буреинского массива (Дальний Восток России) нами установлены две формы минерализации.

Первая представлена относительно крупными (сотые–десятые доли миллиметра) выделениями золота. Форма золотинок чешуйчатая, пластинчатая, лепешковидная, комковатая, иногда окатанная. Цвет желтый, красновато- и зеленовато-желтый, на поверхности золотинок встречаются графитовые и лимонитовые корочки. По данным энергодисперсионного микроанализа в качестве главной примеси в составе золотинок присутствует серебро (2–19 вес. %). Обнаружены также единичные уплощенные серебристо-белые зерна платины в виде поликсена (9–12 вес. % железа) размером 0.3–0.5 мм. Согласно данным первых экспериментов по гравитационному и флотационному обогащению, рудный потенциал этой формы выделения для сутырской и кимканской толщ составляет 624 и 550 мг/т золота, и 440 и 490 мг/т платины, соответственно.

Вторую форму минерализации образуют микровключения, состав которых может быть описан формулой $(Au, Ag, PGE)_a X_b$, где a и b варьируют в широких пределах, а X – разнообразные примеси. Согласно нашим данным, среди микровключений количественно преобладают включения обогащенные платиной, иридием и осмием. Наличие в их составе углерода, кислорода и других примесей принципиально отличает эти микровключения от описанной выше самородной формы выделения золота и платины.

Методом растровой электронной микроскопии с энергодисперсионным рентгеноспектральным микроанализом (РЭМ-РСМА) нами обнаружены и изучены следующие основные микроформы выделения благородных металлов: тонкодисперсная, пластинки и проволоочки, кристаллическая и субкристаллическая [3,4]. Первые три характерны для золота и платины, кристаллы – для платины и осмистого иридия, субкристаллы – для соединений платины с палладием.

Обогащенные золотом (43–90.4) включения представлены комковатыми, частично диспергированными агрегатами (здесь и далее концентрации элементов приведены в мас. %). В “высокопробных” (90.4) включениях в качестве примеси отмечен углерод (9.6), в “низкопробных” (43–45.2) – ртуть (до 3.12), медь (1.6–2.1), алюминий (до 2), кислород (5.5–5.7) и углерод (42–50).

Тонкодисперсные (<100 нм) выделения платины образуют агрегаты, в состав которых кроме Pt (16.6–28.5) входят Ag (до 6.6), Cu (27.6–36.8), Ni (4.0–4.9), Ti (до 3.3), Si (9.5–10.3), O (18.2–24.0) и C (2.1–4.0). Пластинки, зачастую агломерированные по 3–5 шт., состоят из Pt (57.1–84.2), Cu (до 1), O (4.6–6.2) и C (10.9–36.6). Наиболее богаты платиной проволоочки (91.6–92.9), в их составе диагностируется устойчивая примесь Au (3.9–5.2) и C (3.2). Нередко платина образует полые (футляровидные) и цельные кубические кристаллы. Первые обычно единичны, в их составе зафиксированы Pt (58.8–82.3), Fe (до 1.3), Ti (до 6.9), Ca (до 2), Si (до 2), O (5.5–17.2) и C (7.5–25). Цельные кристаллы платины, как правило, образуют слоевидные агрегаты (“щетки”) и состоят из Pt (66.6–75.7), Fe (до 2), O (8.7–17.3) и C (13.7–15.8).

Палладий диагностирован в сложном субкристаллическом или аморфном соединении состава Pt (8.2), Sn (35.6), Pd (1.3), Cu (1.2), Fe (1.1), Ti (1.3), Si (2.7), O (48.6). Выделения осмистого иридия часто приурочены к краям микропустот, образовавшихся после выщелачивания сульфидов, и находятся в непосредственном срастании с кварцем и рутилом. РЭМ-РСМА фиксирует в нем Ir (34.3–43.5), Os (15.4–23.1), O (23–35.6), C (2.7–7.4), а также примесь Yb (до 2.1), Dy (до 3.2), Gd (до 2.4), редко Rb (до 2.2), Co (до 1.3), Ti (до 1.4), Si (до 2.1).

Согласно нашим данным, количественно преобладают микровключения, содержащие платину, иридий и осмий. Наличие углерода, кислорода и большого количества других примесей принципиально отличает эти микровключения от самородных форм выделения золота и платиноидов, обуславливает их исключительную устойчивость к внешним воздействиям (обжиг, окисление, кислотное разложение), что затрудняет анализ валового содержания обычными методами и создание технологий обогащения и переработки таких руд. Грубые подсчеты по количеству включений свидетельствуют о том, что потенциал этой минерализации может достигать первых граммов на тонну для элементов платиновой группы.

Кроме того, экспериментальные исследования [5] и некоторые данные валовых анализов свидетельствуют о возможности присутствия значительного количества благородных металлов (особенно платины) в составе графита и других мине-

ралов на атомарном или молекулярном уровне. Это позволяет предполагать возможность существования третьей (рассеянной) формы благороднометалльной минерализации в углеродистых сланцах.

Изучение большого количества микровключений показало, что содержание в них платины колеблется от единиц до десятков атомных процентов. При этом их формы изменяются от аморфных и тонкодисперсных до пластинчатых и кристаллических, что сопровождается “очищением” их состава от примесных компонентов (углерода, кислорода, других химических элементов). Вероятно, аморфные и тонкодисперсные микровключения представляют собой начальный этап коалесценции рассеянной минерализации, а пластинчатые и кристаллические формы являются переходными к относительно крупным высокопробным самородным выделениям.

Свойства изученных форм благороднометалльной минерализации в углеродистых сланцах обуславливают специфичность подходов к поиску и оценке связанного с ними оруденения, а также к извлечению полезных компонентов из таких руд. Наши исследования показали, что для обнаружения и переработки руд, в которых преобладает самородная минерализация, могут быть успешно использованы методы гравитационного и флотационного обогащения. Минерализация, связанная с микровключениями, может быть обнаружена с помощью электронной микроскопии и рентгеновского микроанализа. Учитывая исключительную устойчивость микровключений к химическому разложению, оценку потенциала этого типа минерализации целесообразно вести с помощью неразрушающих физических методов анализа. Промышленно рентабельных методов выделения его носителей (обогащения) в настоящее время не существует. Рассеянная атомарно-молекулярная минерализация может быть обнаружена и оценена только с использованием высокоэффективных методов анализа, которые еще предстоит разработать и аттестовать. По-видимому, перспективными здесь также являются неразрушающие физические методы.

Нам представляется, что изученные углеродистые сланцы являются носителем нового комплексного благороднометалльного оруденения, в настоящее время недостаточно изученного и не вовлеченного в промышленное освоение. Принципиальная новизна этого типа руд заключается в том, что в нем содержится значительное количество благородных металлов в виде химических (композитных?) соединений с кислородом, углеродом и другими элементами и, возможно, входящих в состав графита на наноуровне. Этим он отличается от сходных и хорошо изученных черносланцевых месторождений, содержащих углерод в виде органических соединений и благородные металлы в самородной форме в ассоциации с сульфидами и кварцем.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 10-05-98004-р_сибирь_a.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572с.; Кн. 2. 981с.
2. Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 25–35.
3. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С., Авдеев Д.В. Первые находки видимых платиноидов в черносланцевых толщах Буреинского массива (Хабаровский край и Еврейская АО) // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 672–675.
4. Бердников Н.В., Коновалова Н.С., Зазулина В.Е. Исследование включений благородных металлов в высокоуглеродистых породах методом РЭМ–РСМА // Тихоокеан. геология. 2010. № 2. С. 90–96.
5. Матвиенко В.Н., Калашников Ю.Д., Нарсеев В.А. Кластеры – протоформа нахождения драгметаллов в рудах и минерализованных породах // Руды и металлы. 2004. № 5. С. 28–36.

JIA Bin, SHAN Hai-ping, YIN Jia-fei

**CONTROL OF HUGE STRUCTURE TO REGIONAL MINERALIZATION IN
DAXINGANLING AREA**

*Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey,
Shenyang 110034, China*

A large number of copper, lead and zinc polymetallic deposits were formed in Daxinganling area. There is a close genetic relationship between those deposits and huge structural belts. Regional huge structures control the distribution of many copper, lead and zinc polymetallic deposits.

Daxinganling area belongs to Mesozoic orogenic belt, which underwent plate forming in the Proterozoic era, the submarine rift spreading, island arc and epicontinental magmatic belt and collision of plate and mountain-building in the Paleozoic era, the faulted structural-magmatic activity, doming and depression-magmatic activity in the Mesozoic era.

The Proterozoic era shows the characteristics of active epicontinent, subduction zone and marine facies of volcanic accumulation, accompanied by the forming of copper, lead and zinc polymetallic deposits. Volcanism-exhalation-sedimentation and copper, molybdenum, gold, lead, zinc, wolfram and iron polymetallic mineralization were formed in the Paleozoic era. Large-scale structure and magmatic activity formed a great deal of volcanic-subvolcanic activities and intrusions, associated with the forming of copper, molybdenum, gold, silver, lead, zinc polymetallic mineralization in the Mesozoic era.

1. Regional Geology

1.1. Regional Stratigraphy

The strata can be divided into four tectono-stratigraphic units from old to new:

(1) Paleoproterozoic Baoyintu group and Xinhuaadukou group, Neoproterozoic Qingbaikou period Jiagada formation and Sinian period Ergunahe formation, lithologically composed of various gneiss, granulite, amphibolite, schist, marble and magnetitic quartzite.

(2) Lower Paleozoic Lower Cambrian series, composed of mainly limestone with interbeds of black shale. Ordovician Tongshan formation, Duobaoshan formation and Luohe formation are composed of marine normal detrital rock, acidic-intermediate and basic volcanic rocks and normal detrital rock. Silurian System is composed of mainly shallow-sea facies detrital rock, sandstone, limestone, slate and schistosity rhyolite. The epimetamorphosed to micro metamorphosed volcanic-sedimentary rocks are well developed. In a word, the Lower Paleozoic demonstrates the characteristics of continental accretion and island arc accretion.

(3) Upper Paleozoic, dominated by Permian System in this belt. The epimetamorphosed to micro metamorphosed volcanic-sedimentary rocks are well-developed. The lithological assemblage is similar to that of Lower Paleozoic, with broadly distributed epimetamorphism.

(4) A great deal of continental acidic-intermediate volcanic rock and continental detrital sedimentary rocks, formed in Jurassic Period and Cretaceous Period.

1.2. Regional Magmatic Activity

The Mesoproterozoic, Neoproterozoic and Early Caledonian magmatic rocks are mainly ultrabasic-basic peridotite and gabbro.

The Variscan magmatic activity is frequent, closely related to the mineralization. The rocks are mainly ultrabasic-basic peridotite and gabbro, acidic-intermediate granodiorite, adamellite and granitoid.

Indosinian biotite granite and adamellite are distributed in the Nenjiang-Zhalaitqi area.

The intense magmatic activity in Yanshanian epoch is closely related to mineralization, with mainly acidic-intermediate and rocks and minor alkaline rocks. The Yanshanian magmatic rocks outcrop widely in Daxinganling area in northeast trend.

1.3. Regional Tectonics

The Archean continental nucleus was expanded into protocontinent in Paleoproterozoic, which split in Meso-Neoproterozoic, forming intercontinental geosyncline in North China and Siberia protocontinents.

Studies show that the evolution of Pal-Asia Ocean in Paleozoic Era produced subducting oceanic crust, island arc belt, rift zone and continental collision. At last the North China plate matched together with Siberia plate, ending the subduction of oceanic crust to continent.

Daxinganling area was influenced by circum-Pacific belt in Mesozoic Era, where volcanic erupted intensely, with structural deformations of a series of folds and thrust nappes, forming NE- to NNE- and NW-trending tensional fractures to make up the tectonic framework of basin and range (Fig. 1).

2. Regional Controlling Structures of Mineralization

Some large tectonic movements affected and controlled ore-forming process in the geologic evolution history in Daxinganling area. A special regional tectonic setting was formed in the area from Archean to Mesozoic eras. In Archean era, the crystalline basement was formed in North China landmass. The Erguna, Jiagedaqi and Xilinhaote micro-landmasses were formed in Daxinganling area in Proterozoic era. The Siberia plate and North China plate matched together in Paleozoic era, forming latitudinal orogenic belt. The Daxinganling area was affected strongly by the marginal-West Pacific and Mongolian-Okhotsk Ocean, becoming a part of the east edge of Eurasian plate. At the mean time, a northeast-trending volcanic-magmatic belt was formed in the area, superimposing on the nearly latitudinal basement of Archean-Paleoproterozoic old land and Paleozoic orogenic belt, as a part of the marginal-West Pacific volcanic-magmatic belt.

The large deep fracture belts in Daxinganling area are distributed mainly in directions of north-northeast, northeast and nearly latitudinal, of which the north-northeast one is the outstanding direction. A giant gravity gradient belt, higher in the east and lower in the west, crosses through the Daxinganling area in direction of north-northeast. Seismic surveying in deep and magnetotelluric sounding testified that the gravity gradient belt represents a large deep fracture zone, which is an important tectonic system controlling the magmatic rocks and mineralization.

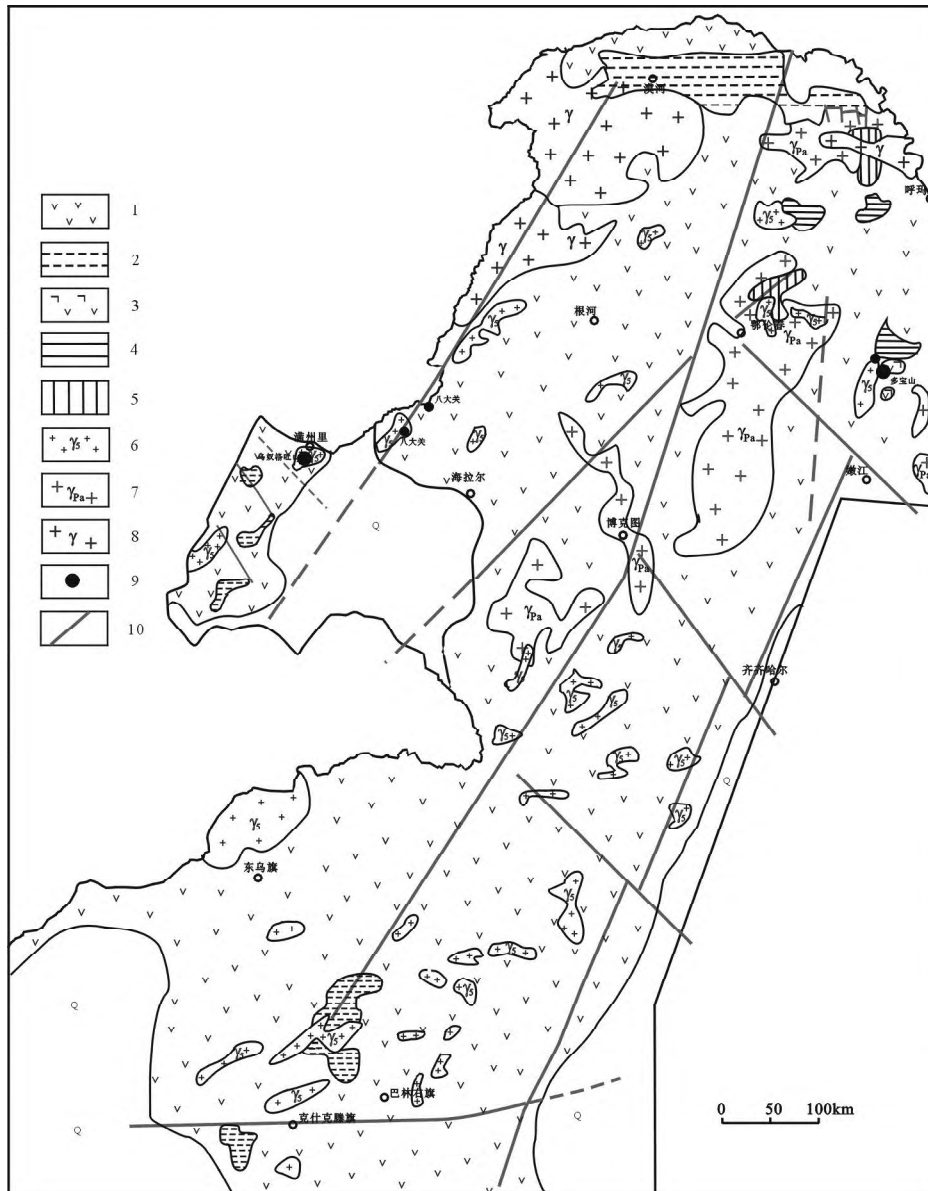


Fig. 1. Map of tectonics and distribution of magmatic rocks and copper-molybdenum deposits in Daxinganling area.

1 – Mesozoic volcanic rocks, 2 – Mesozoic pelitic and sandy sedimentary rocks, 3 – Paleozoic volcanic rocks, 4 – Paleozoic slate, sandstone, limestone, sandy gravel and shale, 5 – Precambrian strata, 6 – Mesozoic intrusive rocks, 7 – Paleozoic intrusive rocks, 8 – Precambrian intrusive rocks, 9 – copper, lead and zinc polymetallic deposits, 10 – Fault.

3. Regional geophysics, geochemistry and remote sensing

3.1. Regional Geophysical Field

The giant wide banded gravity gradient belt from Daxinganling through Taihang Mountain to Wuling Mountain in East China pass through Daxinganling area. Man-made earthquake data reflects a northeast-trending Moho steep belt and upper mantle mutation zone. It can be inferred as a transcrustal deep fracture zone formed by the circum-Pacific movement. A large number of Meso-Cenozoic acidic-intermediate magma intruded along the deep fracture zones, with a great deal of volcanic eruption and effusion.

As same as gravity field, the regional magnetic field is also divided by the boundary from Changtuniao through Abagaqi to Hanbuyindun. The west side of the boundary shows regional negative magnetic field; while the east side shows regional normal magnetic field. Combining geologic data with physical analysis, the negative magnetic field in the west side reflects the Paleozoic basin basement with weak regional magnetic field. In addition, the magnetic field from along Erlian-Xilinhaote shows a normal abnormal magnetic field in moliniform, identical with the high gravity anomaly. Beside the Pre-Paleozoic basement doming, basic and ultrabasic rocks also intruded through the tectonic systems.

Most of the polymetal and precious metal ore deposits are distributed around the acid-intermediate rocks with low Bouguer anomalies, such as the Baiyinnuoer, Haobugao and Mengentaolegai lead and zinc ore deposits. Besides the isopleth concentration belts, they are also related to the distortion and bending of the isopleth concentration belts of Bouguer anomalies.

3.2. Regional Geochemical Field

Because of the special landscape geochemical conditions, the contents and shapes of the anomalies are changed. However, most of the large and middle-sized deposits coincide the regional geochemical anomalies, which are mainly Ag, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn and Au.

3.3. Features of Remote Sensing

Remote sensing explanation indicates the linear features of regional fractures, layer distributing directions, water systems and dike rocks, which are closely related to the distribution of ore deposits in the area. The ore deposits and spots are controlled obviously by linear structure zones.

4. Distribution of Ore Deposits

The ore deposits are obviously distributed along huge structural belts, such as the Derbugan orogenic belt and the Xiwuzhumuqin-Balinyouqi-Wulanhaote early island arc belt, in which a great quantity of copper, lead and zinc deposits are developed. The Jiawula and Chaganbulagen volcanic hydrothermal lead, zinc and silver deposits, Wunugetushan porphyry copper and molybdenum deposit, Erentaolegai silver deposit, Sanhe volcanic hydrothermal lead and zinc deposit, Badaguan porphyry copper and molybdenum deposit and Xiaonuogaiou epithermal gold deposit were found in the Derbugan mineralization belt.

The Budunhua, Lianhuashan and Naoniushan volcanic-subvolcanic hydrothermal copper deposits and Bairendaba, Baiyinnuoer and Mengentaolegai volcanic hydrothermal

lead, zinc and silver deposits were found in the Xiwuzhumuqinqi-Balinyouqi-Wulanhaote mineralization belt.

References

1. Downes H, Depuy C, Leyreloup A F. Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: evidence from lower crustal granulite xenoliths[J]. *Chem Geol.* 1990. 83:209–231.
2. Costa S, Rey P. Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: insight from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex[J]. *Geology.* 1995. 23: 905–908.
3. Rye R O, Robers R J, Snyder W S. Textural and stable isotope studies of the Bin Mike cuperiferous volcanogenic massive sulfide deposits, Pershing County, Nevada[J]. *Economic Geology.* 1984. 79: 124–140.
4. Bottinga Y, Javoy M. MORB degassing: Evolution of CO₂ [J]. *Earth and Planetary Science Letters,* 1989. 95(3–4): 215–225.
5. Ge WC, Lin Q, Sun DY, Wu FY et al. 1999. Geochemical characteristics of Mesozoic basanic volcanic rocks in the Daxinganling Mountains: evidence for mantle-crust interaction. *Acta Petrologica Sinica,* 15(3): 396–407.
6. Guo F, Fan WM, Wang YJ and Lin G. 2001. Petrogenesis of the Late Mesozoic bimodal volcanic rocks in the southern Da Hinggan Mts. *Acta Petrologica Sinica.* 17 (1): 161–168.
7. Dai JZ, Mao JW, Yang FQ, Ye HS, Zhao CS, Xie GQ, Zhang CQ. 2006. Geological characteristics and geodynamic background of molybdenum (copper) deposits along Yanshan-Liaoning metallogenic belt on northern margin of North China block. *Mineral Deposits.* 25 (5): 598–609.
8. Shao JA. 1991. Crustal evolution in the middle part of the northern margin of Sino-Korean plate. Beijing: publishing house of Peking University. 1–136.
9. Wu HY, Zhang LC, Chen ZG and Wan B. 2008. Geochemistries, tectonic setting and mineralization potentiality of the ore-bearing monzogranite in the Kulitu molybdenum (copper) deposit of Xarmoron metallogenic belt, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica.* 24(4): 867–878.

И.П. Войнова**ВУЛКАНИТЫ ХАБАРОВСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Введение

Аккреционные образования, выделяемые в составе хабаровского комплекса (Хабаровского террейна), относят к юрско-раннемеловой аккреционной призмке. Они обнажаются в изолированных выходах в береговых обрывах правого борта р. Амур (район г. Хабаровск и с. Воронежское-2, в пределах Хехцирского заповедника), на сопке Два Брата в районе ст. Красная речка и в хр. Вандан.

Для террейна характерно многократное чередование разновеликих тектонических пластин и блоков различного литологического состава. В нем представлены терригенные, кремнистые, кремнисто-глинистые породы, широко развиты микститовые образования. Вулканиды встречаются редко, известны выходы в пределах Хабаровска и на сопке Двух братьев в его окрестностях. В то время как кремнисто-терригенная составляющая комплекса описана подробно [1–4], вулканические образования в его составе остаются до сих пор практически неизученными и описываются нами впервые. Из-за редкости выходов и измененности обеспечить репрезентативность выборок вулканидов сложно, но даже первые результаты исследований вулканидов хабаровского комплекса представляются заслуживающими внимания.

Результаты исследований

Нами изучены вулканиды в правом борту р. Амур в районе моста г. Хабаровска. Этот разрез детально описан в [1–4]. Он представлен пластинами микститов, плитчатых серо-зеленых кремней и яшм, зеленовато-серых и красных кремнистых аргиллитов, оталькованных и хлоритизированных туфопесчаников и туфоалевролитов. Микстит определяется как тектонический меланж, содержащий линзы известняков, кремней, песчаников, базальтов.

Разрез хорошо фаунистически охарактеризован: в кремнях определены радиолярии T_1 , T_2 , и конодонты T_3 ; в аргиллитах и кремнистых алевролитах - радиолярии $J_{1,2}$; в терригенных породах – радиолярии J_3 . В линзах известняков меланжа найдены пермские фораминиферы. Возраст матрикса определяется по находкам радиолярий как готерив-барремский.

Вулканиды присутствуют в виде блоков в меланже. Базальты ассоциируют с известняками: нередко прослой и мелкие линзы известняков встречаются в глыбах эффузивов. Также отмечается наличие известковистых туфов и туфогенного материала вишнево-красной окраски в известняках. Это свидетельствует о синхронности накопления известковистого материала и вулканизма, а обнаружение в известняках раннепермских фузулинид дает основание отнести блоки карбонатно-вулканогенных отложений этого разреза к нижней перми. Выше по течению под обрывом, сложенном кремнями, присутствуют глыбы и блоки базальтов, которые предположительно можно соотнести с пластиной кремней с триасовой фауной.

Таким образом, представляется, что в данном разрезе присутствуют пермские и триасовые вулканиды.

Вулканические породы разреза представлены подушечными лавами и обломочными породами. Среди лав петрографически выделяются 2 типа.

Преобладают базальты, минеральный состав которых представлен альбитизированным плагиоклазом с расщепленными краями, иногда образующим редкие порфиновые вкрапленники, реже присутствует моноклинный пироксен, образующий пластины и кристаллизующийся в интерстициях между кристаллами плагиоклаза, возможно присутствовал единично амфибол, распознаваемый по поперечным разрезам. Рудный минерал образует иглы и рудную сыпь. Основная масса сложена зеленым стеклом и присутствует в малых количествах. Вторичные изменения: альбитизация плагиоклаза, хлоритизация (хлорит, хлорит-пеннин) пироксена, лейкоксенизация (по титаномagnetиту), гематитизация стекла (полосами). Имеют место прожилки кальцита, кварца (иногда с иглками хлорита). Структура базальтов – редко-мелкопорфировая, основная масса – микролитовая, спилитовая.

Базальты второго типа сложены веерообразными, метельчатыми, радиально-лучистыми, дендритовидными агрегатами лейст плагиоклаза. Основной массы мало, она сложена зеленым криптокристаллическим стеклом, иногда гематитизированным, содержащим криптозернистые агрегаты темноцветного минерала, полностью замещенного боулингом. Вторичные минералы – хлорит, боулинит, кальцит (чаще образует прожилки). Структура базальтов афировая, метельчатая, по характеру сходная со спинифекс.

Обломочные породы (лавобрекчий?) сложены угловатыми или полуокатанными обломками корродированного альбитизированного плагиоклаза, редко – моноклинного пироксена, амфибола (?), рудного минерала, редко – биотита. Основной массы мало, она образована стеклом с сыпью рудного минерала и микрозернистыми агрегатами плохо различимых минералов. Плагиоклаз подавлен – наблюдается искривление зональности. Встречаются обломки гиалобазальтов. Вторичные минералы – кальцит (в том числе в виде прожилков), серицит, хлорит, хлорит-пеннин, биотит (но образует хорошие пластинчатые удлиненные кристаллы), зеленый амфибол тремолит-актинолитового ряда.

Базальты первого типа, условно их назовем базальты-спилиты, имеют место и в меланже, и в ассоциации с кремнями, базальты второго типа (условно – базальты-спинифекс) и лавобрекчий встречены лишь в меланже.

На классификационных диаграммах лавы соответствуют субщелочным – известково-щелочным базальтам-андезитобазальтам (SiO_2 51–59 %), лавобрекчий – дацитам (SiO_2 64–68 %). Лавы в меланже характеризуются пониженными содержаниями титана и магния (TiO_2 1.5–2 %, MgO 2.5–3 %), в отличие от базальтов в ассоциации с кремнями (TiO_2 3–4 %, MgO 3.5–5 %). Все породы характеризуются низкими концентрациями калия и относятся к натровой серии ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 0.2$).

На спайдер-диаграммах хондрит-нормированных содержаний редких и редкоземельных элементов выделяются 3 типа распределений, характерных для

1) базальтов-спинифекс, 2) базальтов-спилитов, 3) лавобрекчий. Базальты-спинифекс выделяются субгоризонтальным видом графика хондрит-нормированных содержаний REE (рис. 1а), превышающих хондритовый уровень в 30 раз. Для базальтов-спилитов и лавобрекчий графики хондрит-нормированных содержаний имеют отрицательный наклон с обогащением LREE у лавобрекчий в 60–100 раз, у базальтов, ассоциированных с кремнями – 90–100 раз, у базальтов из меланжа – 100–110 раз.

Графики практически параллельны, но для лавобрекчий ясно проявлены минимумы содержаний Eu и Tm.

На спайдер-диаграммах нормированных содержаний редких элементов (рис. 1б) лавобрекчий характеризуются минимумами Ta-Nb, Ti и максимумами Rb, Th, K,

базальты-спилиты – минимумами Rb, K и максимумами Ta-Nb, базальты-спинифекс – субгоризонтальным распределением с минимумом Th. Кроме того, для всех пород характерен минимум по Sr. Примечательны равные содержания Ba и Sr для всех разновидностей пород, причем содержания Sr соответствуют таковому в MORB. Нормирование по различным типам MORB демонстрирует близость базальтов-спинифекс к E-MORB, а базальтов-спилитов и лавобрекчий – к OIB.

Дискриминационные петрогеохимические диаграммы, позволяющие судить о геодинамической природе вулканитов, свидетельствуют об океанической обстановке формирования базальтов, причем фигуративные точки составов базальтов-спинифекс располагаются в поле E-MORB близ границы с N-MORB, базальтов-спилитов – в поле внутриплитных базальтов и OIB. Точки лавобрекчий на диаграмме Th-Hf-Ta, применимой и для вулканитов среднего и кислого состава, размещаются в поле островодужных пород (рис. 1в).

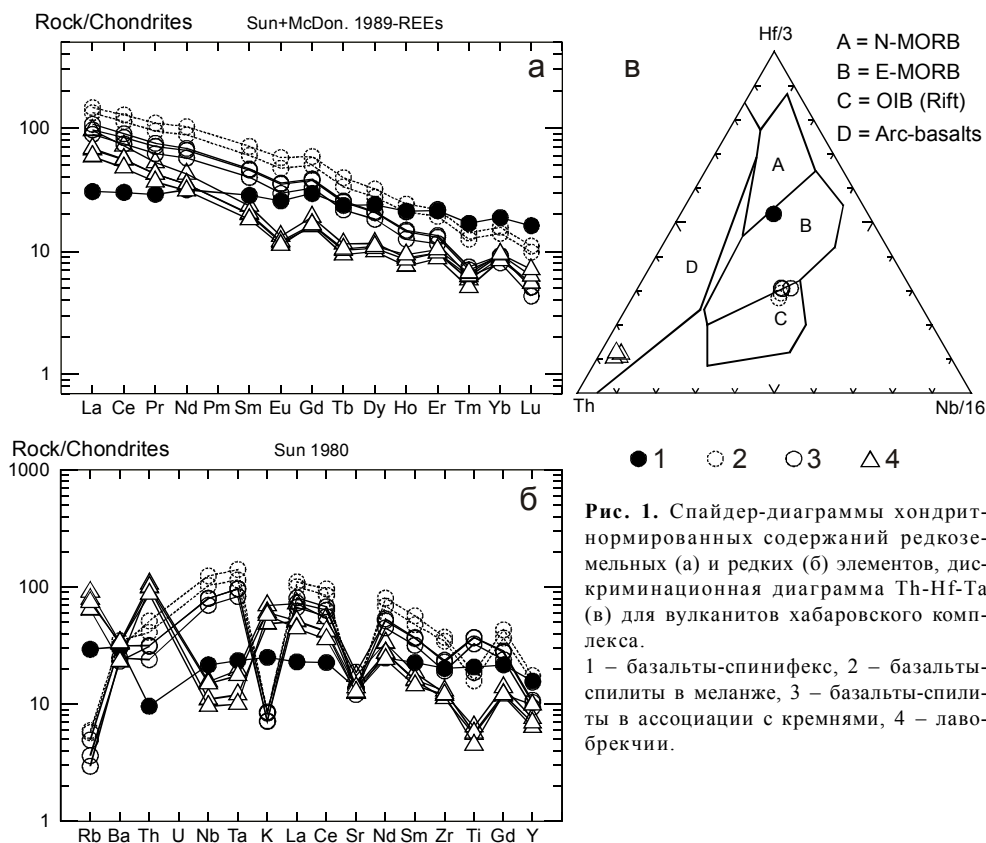


Рис. 1. Спайдер-диаграммы хондрит-нормированных содержаний редкоземельных (а) и редких (б) элементов, дискриминационная диаграмма Th-Hf-Ta (в) для вулканитов хабаровского комплекса. 1 – базальты-спинифекс, 2 – базальты-спилиты в меланже, 3 – базальты-спилиты в ассоциации с кремнями, 4 – лавобрекчий.

Соотношения Nb-Zr-Y свидетельствуют о плюмовых источниках базальтов, принадлежности базальтов-спинифекс к базальтам океанических плато и формирования базальтов-спилитов на океанических островах. Геохимические типы источников базальтов соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм, для базальтов-спинифекс – деплетированные, для базальтов-спилитов – обогащенные. Фигуративные точки лавобрекчий располагаются в области неопределенности, в пограничных областях: плюмовых и неплюмовых источников, базальтов океанического плато и островодужных, океанических островных дуг и активных континентальных окраин. По соотношению алюминия и титана лавобрекчий соответствуют островодужным образованиям.

Обсуждение и выводы

Исходя из вышесказанного, можно полагать, что в меланже присутствуют базальты: 1) сформированные из плюмовых источников на срединно-океаническом хребте (сходные с E-MORB), 2) внутриплитные плюмовые, сформированные на океанических островах и гайотах. Учитывая ассоциацию внутриплитных базальтов в блоках меланжа с нижнепермскими известняками, можно считать их также раннепермскими. Кроме того, внутриплитный вулканизм предположительно продолжался и в триасе, о чем свидетельствует параллелизация внутриплитных базальтов с пластиной кремней триасового возраста. Возраст базальтов типа E-MORB остается неопределенным: их присутствие лишь в блоках меланжа может свидетельствовать в пользу раннепермского, но не отрицает вероятности и более молодого возраста. Лавобрекчий также встречены лишь в меланже, их петрогеохимические характеристики не дают возможности однозначно судить об их происхождении, что демонстрируют геохимические диаграммы. С одной стороны, они обладают свойствами, характерными для островодужных базальтов (минимумы Ta-Nb, Ti и максимумы Rb, Th, K, соотношение Al и Ti, положение на дискриминационных диаграммах). С другой стороны, противоречащей характеристикой служит наличие Sr минимума. Подобные качества могут быть присущи вулканитам, сформированным в условиях задугового спрединга. Списанию таких неопределенных характеристик на постмагматические изменения противоречит вряд ли случайное равенство во всех вулканитах содержания Sr и Ba, что, кроме того, может свидетельствовать об их родстве. Ограниченность имеющегося материала не позволяет делать категорического заключения. Представляется, что дополнительный материал поможет сделать более обоснованные выводы.

Литература

1. Брагин И.Ю. Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских толщ в районе Хабаровска // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1992. № 9. С. 35–40.
2. Кириллова Г.Л., Натальин Б.А., Зябрев С.В. и др. Верхнеюрско-меловые отложения Восточно-Азиатской континентальной окраины вдоль р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ДВО РАН, 2002. 72 с.
3. Натальин Б.А., Зябрев С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск, 1989. 48 с.
4. Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Средне-Амурской впадины // Тихоокеан. геология. 1987. №3. С. 13–16.

С.Д. Головей, Н.В. Бердников, Г.З. Гильманова

**СИСТЕМАТИЗАЦИЯ И ОТОБРАЖЕНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ В ПРОГРАММНОЙ
СРЕДЕ ArcGIS НА ПРИМЕРЕ ПРОЕКТА “ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА”**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

В программной среде ArcGis выполнены систематизация и концентрация данных, накопленных в результате многолетних исследований высокоуглеродистых пород сутырской и кимканской толщ на Дальнем Востоке России (Верхнебуреинский район Хабаровского края, ЕАО) на предмет их потенциальной золото- и платиноносности. Все имеющиеся, большей частью разрозненные сведения, были сконцентрированы в едином ГИС-проекте, программная среда которого позволяет осуществлять как легкий поиск любой специализированной информации (геологическое положение, химический состав, петрография и т.д.), так и ряд операций по ее анализу.

Первичные материалы были сгруппированы в единую базу данных, состоящую из общего списка отобранных при полевых работах проб с их координатами на местности и привязанных к этому списку таблиц со специализированными данными. В качестве программной среды мы использовали программу ArcMap 9.3.1 из пакета ESRI ArcGIS, поэтому общий список был затем переведен в атрибутивную таблицу .dbf и на ее основе создан точечный слой, нанесенный на геологическую карту района исследований. В результате на карте появились точки отбора образцов с личными именами, активация которых осуществляла доступ к специализированным сведениям, имевшимся по отобранным в этих точках образцам.

Одним из основных свойств проекта должна была стать возможность работы с ним широкого круга конечных пользователей. Для этого были выполнены следующие требования:

1. Возможность работы с конечным продуктом без использования специального коммерческого программного обеспечения.
2. Отсутствие необходимости в специальных навыках по работе с ГИС у конечного пользователя.
3. Простота установки продукта на компьютер пользователя.

Решение для первого пункта есть у самой компании ESRI, это программа ArcGIS Explorer, распространяемая бесплатно. Основное применение программы связано с использованием сервисов на основе ArcSDE, но доступно также использование .shp и .avl файлов (в таком случае придется помнить о файлах, на которые ссылается .nmf файл, аналог .mxd в ArcMAP для ArcGIS Explorer; допускается использование относительных путей). Проект ArcMAP можно импортировать в .kml и .kmz формат, которые используются в ArcGIS Explorer. Однако конвертированный в .kmz проект в векторном формате плохо отображается в ArcGIS Explorer, особенно в случае сложных линий. В зависимости от ситуации конвертирование в растровый формат решает проблему.

Второе требование частично обеспечивается использованием ArcGIS Explorer, функционал которого меньше и доступен неподготовленному пользователю. Атри-

бутивную информацию по умолчанию нельзя просматривать в ArcGIS Explorer. Поэтому мы решили использовать возможность ArcMAP – HTML pop-up, так как в версии 9.3 к каждому шэйпу можно привязать всплывающее окно, либо просто ссылку на .html документ или xsl обработчик генерируемого для данного элемента .xml файла. Конвертация xsl казалась самым оптимальным решением, но ArcMAP генерирует и обрабатывает xml только для того элемента, который активирован непосредственно, а не всей совокупности точек, имеющих одинаковые координаты. При попытке активации такого «пакета» точек ArcMAP обрабатывает только самую «верхнюю» из них. Поэтому в ArcGIS Explorer к каждой точке отбора была прикреплена метка с всплывающим окном, содержащим html список точек в «пакете» (рис.). Активация выбранного пункта списка в свою очередь раскрывает реестр специализированных таблиц с информацией для данной точки. Так как обычные для html ссылки на «якоря» в данном ПО не работают, мы использовали язык Javascript, а конкретно функцию toggle, которая при нажатии на пункт реестра показывает или скрывает таблицу со специализированной информацией. Также имеется навигационное меню, точки в котором разложены по папкам с названиями, соответствующими местам сбора проб. Помимо вызова всплывающих окон двойным «кликом» левой кнопки мыши по точке или по группе точек можно отцентрировать обзор к месту их расположения.

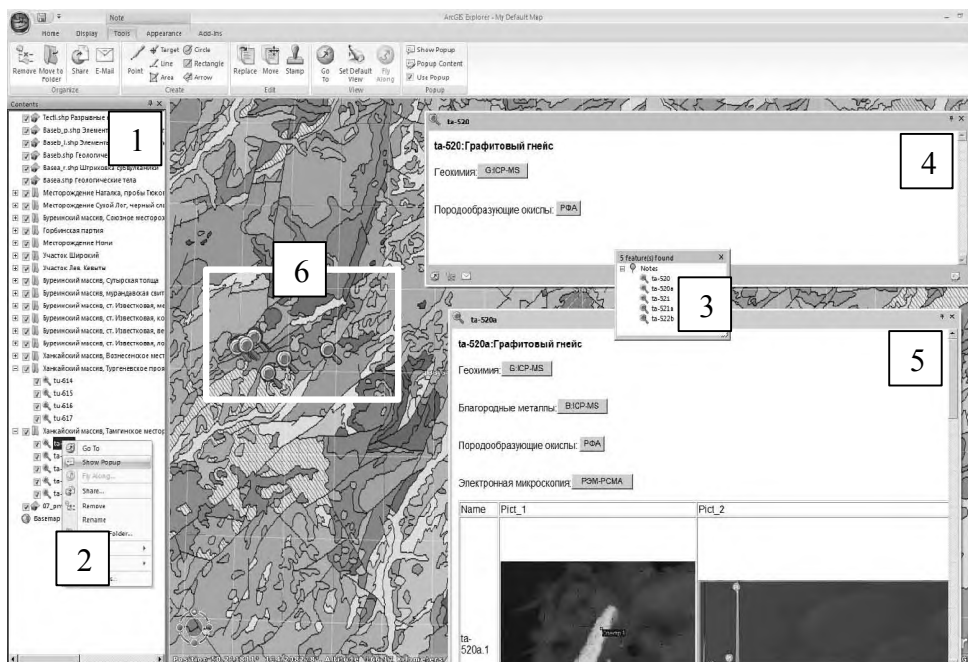


Рис. Вид готового проекта с демонстрацией всплывающих окон: 1 – точки сгруппированы по участкам сбора проб; 2 – правой кнопкой мыши вызывается контекстное меню; 3 – левой кнопкой мыши вызывается список точек с данными координатами; 4 – всплывающее окно с реестром специализированных таблиц; 5 – специализированная таблица; 6 – группа точек на карте.

Благодаря тому, что весь проект выполнен с использованием стандартных web-языков, он может быть перенесен на другие платформы. В частности, нами планируется его частичный переход на сетевые технологии. Это нужно для того, чтобы облегчить внесение новой информации в проект. На настоящем уровне разработки проекта для внесения изменений необходим оператор со знаниями html, Javascript и ArcGIS Explorer, а обновленный проект нужно снова распространять между пользователями. В будущем каждая метка с всплывающим окном будет ссылаться с ключом по личному имени точки на xml файл (example.xml #key), находящийся на удаленном сервере. Файл xml будет содержать всю атрибутивную информацию по всем точкам, а Javascript и xsl обработчики с помощью ключа будут выделять для пользователя специализированную информацию для отдельной точки. Для ввода информации также будет использован обработчик, в котором нужно будет только заполнить определенные поля, и изменения будут внесены в основной .xml файл. Впоследствии проект будет преобразован в картографический сервис на основе программного обеспечения Map Server. Используемые языки (HTML, XML, Javascript) легко переносятся в эту среду.

Таким образом, на основе некоммерческого программного продукта ArcGIS Explorer разработан удобный ГИС-проект, в котором сконцентрированы и систематизированы разрозненные данные по высокоуглеродистым породам сутырской и кимканской толщ Дальнего Востока России. Данный проект доступен для пользователей, не имеющих специальных навыков работы с ГИС, его можно использовать для создания других баз данных с географической привязкой.

Е. М. Голубева¹, Л.М. Кондратьева², В.В. Кулаков²

**ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РЕЧНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА
НИЖНЕМ АМУРЕ**

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск*

Формирование подземных вод осуществляется за счет процесса береговой инфильтрации, которая представляет собой процесс, происходящий на биогеохимических барьерах. Северный водозабор подземных вод г. Хабаровска работает более 70 лет за счет речной береговой фильтрации. Водоносный горизонт сложен крупнозернистыми песками с гравием и галькой. Средняя мощность водоносного горизонта равна 8.4 м.

Обогащение подземных вод железом происходит как вследствие выщелачивания и растворения железистых минералов и пород, содержащих железо в рассеянном виде, так и в результате протекания обменных реакций, происходящих в поровых растворах глинистых пород [3]. На переход железа из горных пород влияют растворимость минералов, скорость движения и состав природных вод, состояние минералов (степень раскристаллизованности) и характер их распределения в выщелачиваемых породах, их дисперсность [4]. Повышенное содержание марганца в подземных водах обусловлено его вымыванием из почв и горных пород за счет перехода из нерастворимых форм его содержания в минералах в растворимую подвижную форму (Mn^{2+}).

Подземные воды аллювиальных отложений в естественном состоянии имеют повышенное содержание железа (32 мг/л) и марганца (7.5 мг/л). В процессе многолетней эксплуатации водозабора сформировалась зона безжелезистых вод. Химический состав подземных вод в скважинах соответствует нормативным требованиям к питьевым водам за исключением иногда повышенного содержания марганца (до 0.3 мг/л). Анализ многолетних наблюдений показал, что в водоносном горизонте происходит переход связанного железа из минеральных и органно-минеральных соединений в растворенную форму в результате интенсификации движения подземных вод и привлечении поверхностных вод. В бассейне р. Амур широко развиты разновозрастные геологические формации, породы которых обогащены железом и марганцем. Эти элементы наиболее подвижны при формировании почв и выносятся при инфильтрации атмосферных осадков в водоносные горизонты. Территория Приамурья входит в провинцию железосодержащих, марганецсодержащих и кремнийсодержащих пресных подземных вод с низкими концентрациями фтора [1, 2, 4].

Грунтовые воды разгружаются в русло рек через донные отложения, которые являются геохимическим барьером между подземной и поверхностной составляющей гидросферы. В результате изменения на геохимическом барьере состояния среды с восстановительной на окислительную происходит преобразование состава подземных вод, обогащение ДО и придонных слоев воды ионами железа и марганца за счет перехода этих элементов в нерастворимую форму.

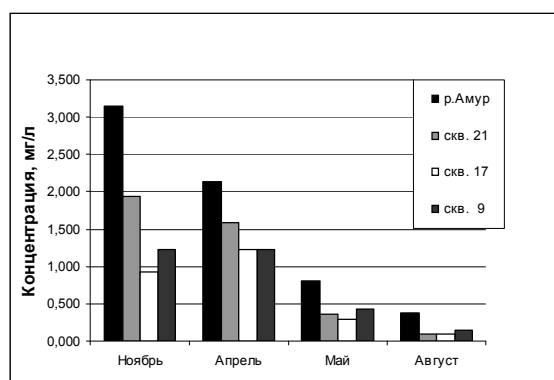


Рис. 1. Содержание ионов железа в воде р. Амур и подземных водах.

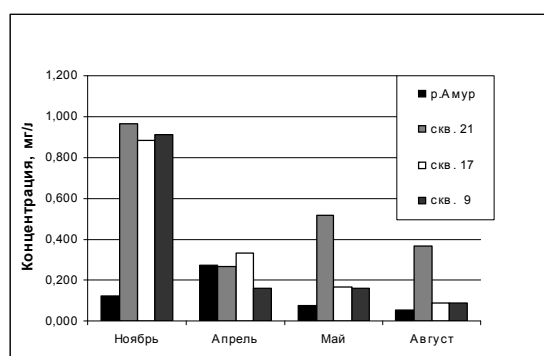


Рис. 2. Содержание ионов марганца в воде р. Амур и подземных водах.

Результаты и обсуждения

В осенне-летний период 2009–2010 гг. (ноябрь, апрель, май, август) были проведены исследования качества воды в р. Амур и трех скважинах водозабора – №№ 21, 17, 9. Для оценки поступления органических веществ из реки Амур в подземные воды был использован метод микробиологической индикации. Измерение содержания железа и марганца проводили методом ICP-MS.

В результате биомониторинга было показано, что в осенний период органические вещества из поверхностных вод поступали в скважины. Самая высокая численность аммонифицирующих и железомарганцевых бактерий обнаружена в скважине, расположенной в начале инфильтрационного ряда относительно направления течения поверхностных вод в р. Амур. В зимний период и после снеготаяния в апреле численность индикаторных групп бактерий была ниже. Высокое качество воды в течение всего периода наблюдений было зарегистрировано в скважине, расположенной на конце инфильтрационного ряда, и в меньшей степени подверженной влиянию поверхностных вод р. Амур.

Содержание железа и марганца зависело от комплекса экологических факторов: степени евтрофирования поверхностных вод, температурного режима и биохимической активности микроорганизмов. Сезонное изменение концентрации железа в скважине расположенной в начале инфильтрационного ряда соответствова-

ло его концентрациям в реке Амур. Концентрация железа с ноября 2009 по август 2010 гг. постепенно уменьшалась в реке Амур (рис. 1) с 3.15 мг/л до 0.81 мг/л, а в скважине – с 1.93 мг/л до 0.35 мг/л. В отдаленных скважинах концентрации железа были ниже. Концентрация марганца (Рис. 2) в осенний период в скважинах была значительно выше (0.83–0.96 мг/л), чем в р. Амур (0.12 мг/л). В апреле концентрация марганца в подземной воде всех скважин была практически равной содержанию в реке Амур – 0.27 мг/л и 0.26 мг/л, соответственно.

Проведенные исследования показали, что в паводковый режим усиливается поступление органических веществ различного происхождения в подземные воды водозабора в результате береговой инфильтрации. Поступление кислорода и органических веществ с речными водами влияет на активность железомарганцевых бактерий, определяющих перевод растворенных ионных форм железа и марганца в нерастворимые соединения, что обуславливает низкие их концентрации в подземных водах.

Литература

1. Кулаков В.В. Железо, марганец, кремний и фтор в пресных подземных водах Приамурья // Регионы нового освоения: экологические проблемы, пути решения: Матер. межрегион. научно-практ. конф. ИВЭП, Хабаровск, 10–12 окт. 2008 г. Кн. 2 С. 578–582.
2. Кулаков В.В., Кондратьева Л.М. Биогеохимические аспекты очистки подземных вод Приамурья // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, №1. С. 109–118.
3. Росликова В.И. Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996. 292 с.
4. Труфанов А.И. Формирование железистых подземных вод. М.: Наука, 1982. 126 с.

А.Н. Колесник, О.Н. Колесник

**МАКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЧУКОТСКОГО МОРЯ**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Методами плазменной спектрометрии определен макрокомпонентный состав более чем 100 проб поверхностного (0–3 см) слоя донных осадков Чукотского моря. Полученные данные существенно дополняют информацию, имевшуюся до настоящего времени по вопросу геохимии осадконакопления для этого малоизученного сектора Северного Ледовитого океана [1, 7 и др.].

На основе компьютерного моделирования полученных нами результатов, в распределении Si выявлена следующая закономерность: отложения с максимальным (более 39 масс. %) содержанием элемента отмечаются в прибрежных районах, вблизи островов, а также на участках дна, где возможен гальмиролиз пород фундамента; с продвижением в сторону внешнего шельфа доля Si в составе осадка постепенно уменьшается вплоть до минимальной – 21 масс. %.

Картины распределения Al (рис. а) и Mg практически идентичны. Вариации содержаний следующие: внутренняя часть шельфа – 3–4 и 0.1–0.5 масс. %; внешняя – более 10 и 2.5 масс. %, соответственно. Следует отметить, что концентрация Al по направлению к открытой части бассейна нарастает несколько быстрее. Такая тенденция прямо противоположна описанной для Si, что, вероятнее всего, объясняется переносом Al и Mg более легковесной фракцией на значительно большие, чем Si, расстояния.

Отмечена приуроченность повышенных содержаний Na исключительно к западной части Чукотского моря. Картина распределения K в общих чертах совпадает с описанной для Na, но на внешнем шельфе шлейф повышенных концентраций K перекидывается и в восточную часть Чукотского моря (рис. б). Кроме того, значительные (более 2.7 масс. %) концентрации последнего наблюдаются уже в непосредственной близости от берега, что для Na не так характерно. Содержания Na и K находятся в пределах: нижний – 1.0 и 0.9 масс. %; верхний – более 3.4 и 2.7 масс. %, соответственно. Повышенные концентрации этих элементов в донных осадках “избегают” приостровных участков дна, а также таких положительных подводных морфоструктур, как, например, банка Геральд.

В отличие от Na, осадки со сравнительно высоким содержанием Ca сосредоточены в восточной части Чукотского моря. Максимальные же значения (более 10 масс. %) отмечаются в восточной части Берингова пролива. Такая картина распределения Ca, Na и K может быть объяснена различием состава пород, подвергающихся воздействию абразии и эдафогенных процессов, а также определенным фракционированием элементов в полевых шпатах, являющихся, как известно, наиболее распространенными породообразующими минералами верхней части литосферы.

Что касается Fe и Mn, то осадки Чукотского моря характеризуются дефицитом этих макроэлементов. Среднее содержание первого – около 2–3 масс. %, и лишь в районе м. Барроу оно достигает 9–10 масс. % (рис. в); второго – 0.03–0.30 масс. % с увеличением до 2.4 масс. % и более с приближением к Чукотскому плато. В широтном направлении (с юга на север) доля Fe в химическом составе донных отложений

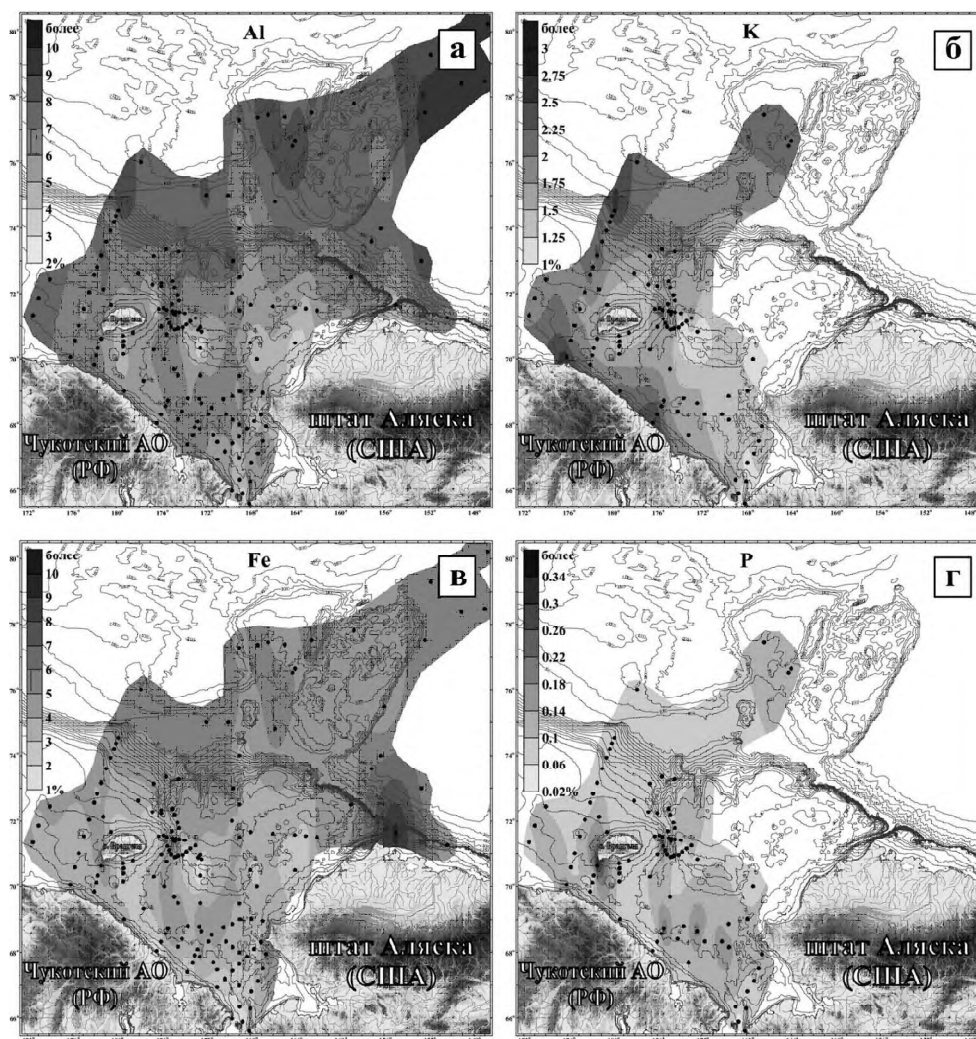


Рис. Особенности распределения Al (а), К (б), Fe (в) и P (г) в поверхностном слое донных отложений Чукотского моря.

нарастает более стремительно, чем Mn, что, скорее всего, связано с более низким окислительно-восстановительным потенциалом первого и, соответственно, более быстрым переходом Fe из взвеси в осадок. Относительно окружающих донных осадков, несколько повышенными содержаниями Fe и Mn отличаются отложения каньона Геральд. Здесь обнаружены и другие геохимические признаки современной геологической активности [1–3, 5]. Отмечено, что характер распределения Fe повторяют такие микроэлементы, как Ni и Cr, а Mn, например, – Hg [4].

Содержания Ti в донных осадках Чукотского моря варьируют от 0.14 до 0.5 и более масс. %. Повышенные относительно среднего значения концентрации элемен-

та имеют меридиональное распространение и наблюдаются в центральной части бассейна с продолжением в его открытую часть.

По нашим данным, концентрация Р ограничивается значениями 0.02 и 0.34 масс. %. Максимальные содержания отмечены в осадках прибрежной юго-западной части о. Врангеля (рис. г). Картина распределения Р в донных осадках в общих чертах напоминает таковую для органического углерода [6].

Основную роль в распределении макро- и, соответственно, микроэлементов играют особенности гидродинамического режима, морфологии, гранулометрического состава донных осадков. Таким образом, можно заключить, что распределение макроэлементов в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря контролируется комплексом природных факторов, действующих в рамках полярного типа литогенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант №11-III-B-07-144).

Литература

1. Астахов А.С., Ван Р., Гао А., Иванов М.В. Литохимические признаки современной геологической активности Чукотского моря // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 5. С. 683–687.
2. Астахов А.С., Колесник А.Н. Седиментологические и геохимические признаки современной дефлюидизации грабен-рифтовой системы Чукотского моря // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь: Матер. всерос. конф. с междунар. участием. М.: Институт проблем нефти и газа РАН, 2010. С. 43–46.
3. Астахов А.С., Колесов Г.М., Дударев О.В., Иванов М.В., Колесник А.Н. благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия. 2010. Т. 48, № 12. С. 1289–1301.
4. Колесник А.Н., Иванов М.В. О распределении ртути в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря и прилегающей открытой части бассейна Северного Ледовитого океана // Ртуть в биосфере (эколого-геохимические аспекты): Матер. междунар. симпозиума. Москва: ГЕОХИ РАН, 2010. С. 231–233.
5. Колесник А.Н., Колесник О.Н. Некоторые геохимические особенности железо-марганцевых конкреций Чукотского моря и его аваншельфа (по данным рейса НИС «Профессор Хромов» 2009 года) // Матер. V Сибирской междунар. конф. молод. уч. по наукам о Земле. Новосибирск, 2010 [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/04_metallogeny/880.pdf, свободный. Загл. с экрана. Яз. рус.
6. Колесник А.Н., Марьяш А.А. О распределении общего органического углерода в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря и примыкающей части Северного Ледовитого океана // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России: Матер. III рег. конф. молод. уч. Владивосток: Дальнаука, 2010. С. 26–28.
7. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.

А.Н. Колесник, О.Н. Колесник

АУТИГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Установлено, что образование аутигенных карбонатов в северных морях связано с выходами на поверхность дна метана [2]. Изучение условий образования, геохимико-минералогических особенностей этих пород может существенным образом помочь в выделении в пределах морских акваторий участков, перспективных на рудные и нефтегазовые месторождения. Последнее особенно актуально для еще слабо изученного Чукотского моря в связи с активизацией работ по оценке его углеводородного потенциала, а также прогнозированием новых объектов скопления здесь нефти и природного газа.

Нами изучен (методами плазменной спектрометрии, световой микроскопии, рентгеноструктурного, изотопного ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и электронно-микронного анализа) образец карбонатной породы, поднятый совместно с железо-марганцевыми конкрециями со дна Чукотского моря, в северо-восточной части внешнего шельфа. Образец представляет собой крупное ($30 \times 22 \times 18$ см) плотное брекчиевидное стяжение темно-серого цвета, состоящее из комковатых агрегатов донных осадков, сцементированных мanganокальцитом [3] (рис. 1а). Внутри породы имеют место псевдоморфозы арагонита по раковинам морских организмов (рис. 1б).

Микроскопическое и последующее изучение образца позволило выявить присутствие в нем большого количества микрочастиц фрамбоидального пирита (рис. 2), что свидетельствует в пользу резко восстановительных условий образования породы.

В ходе электронно-микронной съемки шлифов, изготовленных из наиболее представительных частей карбонатного стяжения, кроме выделений пирита, а также оксидов и сульфатов железа, обнаружены единичные зерна цветных, благородных редких и редкоземельных металлов. По химическому составу они соответствуют самородному золоту, латуни (Cu, Zn), интерметаллоиду (Fe, Cr, Ni), в незначительной степени окисленному никелю и, возможно, его фосфиду, простыми оксидами серебра, цинка, титана, тантала, циркония (рис. 2б-г). Выявлены включения ильменита, фосфатов – монацита ($\text{La, Ce...}\text{PO}_4$ и ксенотима YPO_4 с примесью редких

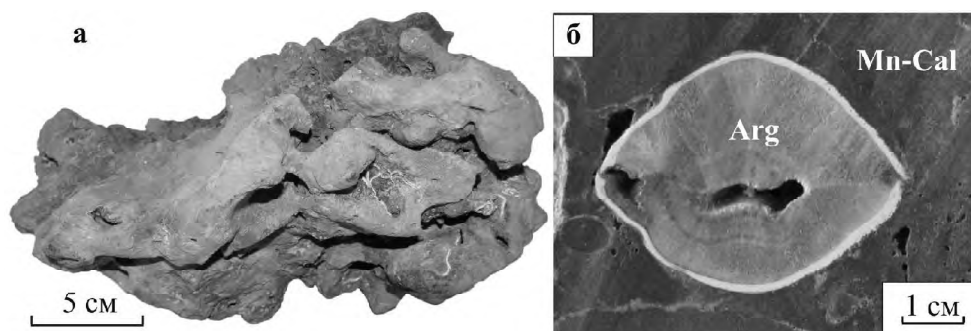


Рис. 1. Брекчиевидное стяжение мanganокальцита (Mn-Cal): а – общий вид; б – участок спила с псевдоморфозой арагонита (Arg) по раковине морского организма.

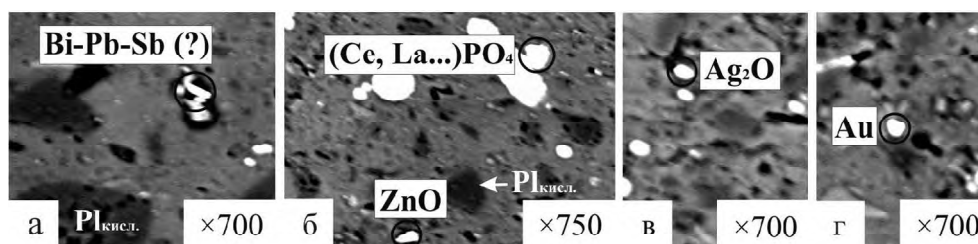


Рис. 2. Минеральные зёрна цветных, благородных и редкоземельных металлов в манганокальците (вид в отражённых электронах). $Pl_{\text{кисл.}}$ – кислый плагиоклаз; все невыделенные рудные зёрна – пирит.

земель, силикатов – циркона $ZrSiO_4$ и сфена $CaTiSiO_5$ (рис. 2б). Интересным представляется состав отдельных кислородсодержащих зерен Bi-Pb-Sb и Sn-Sb с примесью свинца (рис. 2а). Идентифицировано единичное минеральное зерно со значительным содержанием Nb.

Морфологические особенности, специфичность парагенетической ассоциации рудных минералов, чрезвычайно легкий состав углерода изученного карбоната ($\delta^{13}C$ до -64 ‰ (PDB)), сопоставимый с метановым ($\delta^{13}C$ $-(50-70)$ ‰ (PDB)), – все это прямо или косвенно указывает на эндогенный источник поставки минерального вещества. Согласно тектонической структуре Восточной Арктики [5], станция отбора изученного нами образца карбонатной породы находится северо-восточнее Северо-Чукотского нефтегазоносного бассейна в пределах системы недифференцированных разломов. Кроме того, на Чукотском плато, севернее места обнаружения стяжения, в подповерхностном слое донных осадков в пределах крупных покмарков – их генезис обычно объясняется разгрузкой насыщенной газами воды и/или нефти – встречены прослои с брекчиевидной структурой, подобной отпеченной нами для карбоната и, в целом, характерной для образований грязевых вулканов [1; 4]. Таким образом, изученный нами образец аутигенной карбонатной породы, скорее всего, является результатом проявления грязевого вулканизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант №11-III-B-07-145).

Литература

1. Астахов А.С., Босин А.А., Колесник А.Н. и др. Геологические исследования в Чукотском море и примыкающих районах Северного Ледовитого океана в экспедиции RUSALCA-2009 // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, №6. С. 110–116.
2. Астахова Н.В. Аутигенные образования в позднекайнозойских отложениях окраинных морей Востока Азии. Владивосток: Дальнаука. 2007. 244 с.
3. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Геохимико-минералогические особенности аутигенного карбонатного образования в четвертичных отложениях северо-восточной части Чукотского моря // Матер. всерос. научн. молод. конф.-школы “Проблемы экологии морского шельфа”. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2010. С. 78–81.
4. Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Коршунов Д.А. и др. Покмарки Чукотского моря // Материалы всероссийской конференции с международным участием “Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь”. М.: Институт проблем нефти и газа РАН, 2010. С. 323–325.
5. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 4. С. 443–460.

В.С. Комарова, Н.В. Бердников, Н.С. Коновалова

**ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ
МЕТАЛЛОВ В ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОДАХ МЕТОДОМ РЭМ-РСМА**

*Учреждение российской академии наук Институт тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск*

Введение

Электронно-микроскопические исследования высокоуглеродистых сланцев сутырской и кимканской толщ Буреинского массива на Дальнем Востоке России показали, что эти породы содержат большое количество микровключений, в состав которых входят благородные металлы – Pt, Pd, Ir, Os и Au [1]. Поскольку высокоуглеродистые породы расцениваются как наиболее вероятные нетрадиционные природные источники золота и платиноидов в будущем, важно иметь эффективные методы исследования форм нахождения благородных металлов в этих породах. Одним из таких методов является растровая электронная микроскопия с энергодисперсионным анализатором.

Как показано в [1], растровый электронно-микроскопический рентгеноспектральный микроанализ (РЭМ-РСМА) состава микровключений показывает наличие в них, кроме благородных металлов, большого количества других элементов-примесей. Присутствие в результатах анализов примесей может быть обусловлено как наличием их в составе самих включений, так и в составе окружающей матрицы. Без определенности в этом вопросе невозможна корректная оценка состава этих микровключений.

Область возбуждения аналитического рентгеновского излучения в РЭМ-РСМА зависит от атомного номера и плотности материала [2, 3]. На поверхности препарата эта область имеет округлую форму, ее поперечник увеличивается при уменьшении плотности образца и при увеличении ускоряющего напряжения. Однако количественные данные о размерах зоны возбуждения в различных материалах, в том числе в благородных металлах, отсутствуют. Поэтому цель представленной работы заключалась в прецизионном определении размеров области возбуждения аналитического рентгеновского излучения в благородных металлах под воздействием пучка электронов РЭМ с интенсивностью (током), которая обычно используется при энергодисперсионном анализе. Зная размеры этой области, можно определить минимальные размеры микровключений, в результатах анализа которых влияние матрицы проявляться не будет.

Объекты и методы

Для исследования использовались пришлифованная пластинка высокоуглеродистого сланца сутырской толщи с нанесенными на нее штрихами химически чистых золота, платины, родия и палладия. В порах пластинки частички металлов сформировали микровключения, имитирующие природные (рис. 1). Использование такого “модельного” препарата удобно тем, что при анализе включений чистых металлов легко выявить влияние матрицы, которое фиксируется появлением в ЭДА-спектрах линий других элементов.

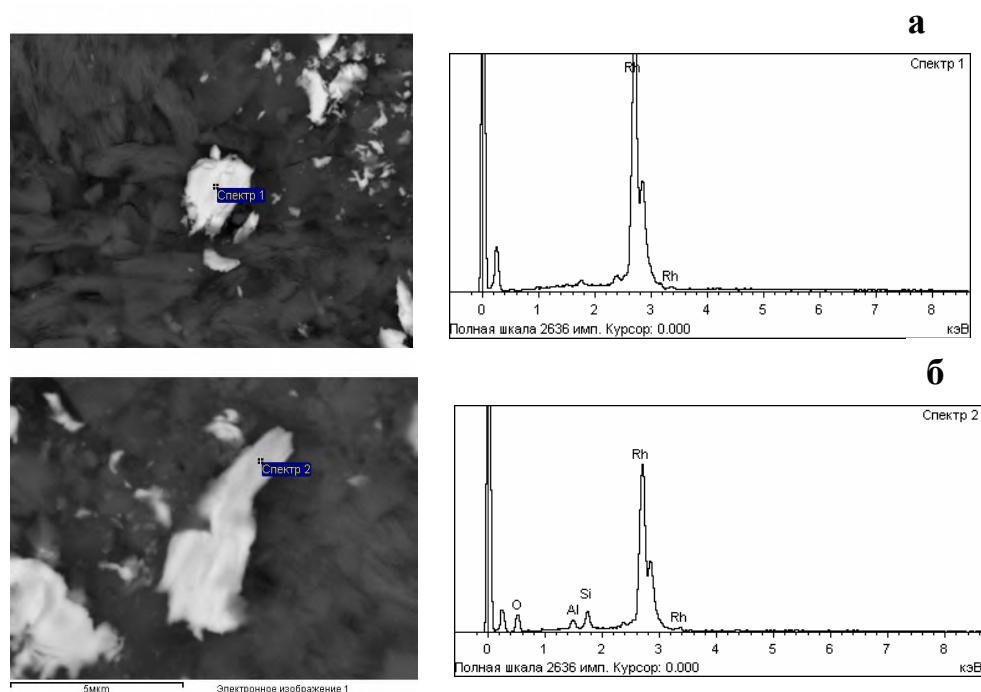


Рис. 1. Искусственные микровключения химически чистого родия размером 3.8 (а) и 1.5 (б) мкм и их спектры.

Исследования проводились на растровом электронном микроскопе EVO 40HV (Carl Zeiss, Германия), оснащённом энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания). Поиск и фотографирование микровключений велся в режиме обратно рассеянных электронов, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка ~200 пА. Для количественного анализа использовался комплексный эталон № 6067 фирмы “MAC” (Великобритания) и библиотека профилей линий элементов, встроенная в программу INCA.

Результаты и обсуждение

Анализ модельных включений показал, что при больших размерах включений их спектр содержит только линии соответствующего элемента (рис. 1а). В спектрах более мелких включений, или включений, анализ которых проводился близко к границам, появляются линии элементов-примесей, что говорит о попадании в зону возбуждения вещества матрицы (рис. 1б).

На основании многочисленных (около 30 спектров на каждый из благородных металлов) опытов построены графики влияния вещества матрицы на результаты анализа микровключений в зависимости от их видимых размеров (рис. 2).

Показано, что вещество матрицы начинает проявляться в результатах анализов микровключений платины, золота, палладия и родия при их видимых размерах менее 2.2; 2.4; 3.6 и 3.8 мкм, соответственно. Таковы размеры зоны возбуждения

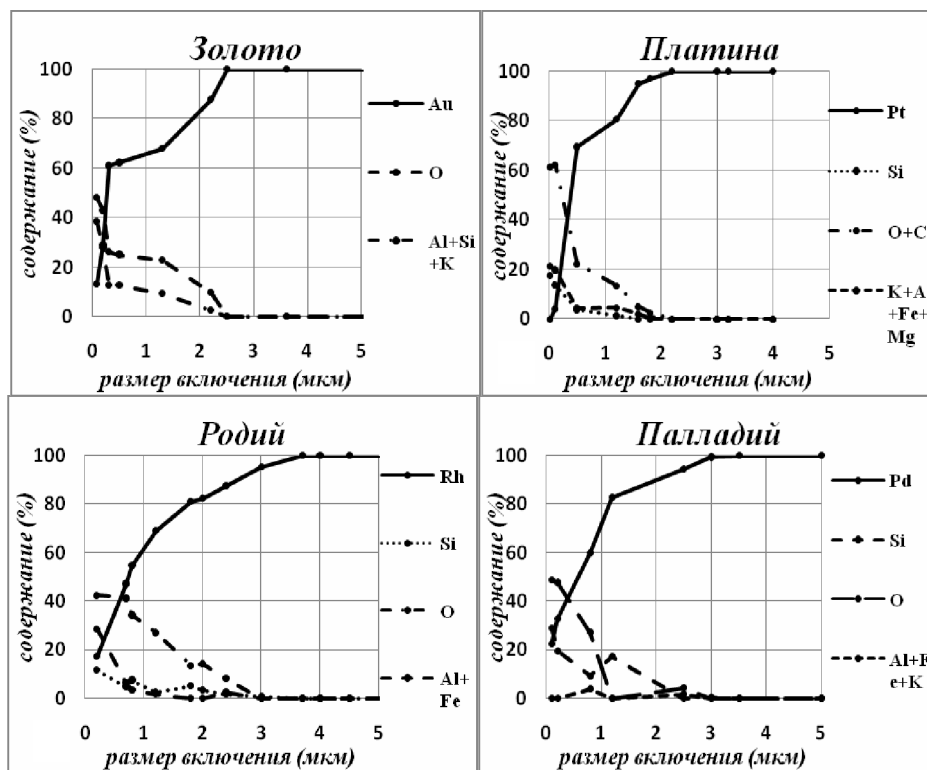


Рис. 2. Анализ включений химически чистых металлов различных размеров.

аналитического рентгеновского излучения в этих металлах. Соответственно, непременным условием анализа микровключений на пределе их крупности является помещение точки анализа в центр включения, а при анализе более крупных включений – на расстоянии от края, больше половины этих значений.

Полученные данные хорошо согласуются с известной обратной зависимостью размера области возбуждения от атомного веса вещества: зона возбуждения в платине (атомный вес 195.1) и золоте (атомный вес 197) более чем на 1 μm меньше, чем у более легких родия (атомный вес 102.9) и палладия (атомный вес 106.4).

Заключение

Таким образом, в случае исследования микровключений благородных металлов в горнопородной матрице область РЭМ-РСМА, определяемая зоной генерации рентгеновского излучения вокруг падающего пучка электронов, имеет поперечник не более 3–4 μm . Поэтому влиянием матрицы при анализе включений размером более 5–10 μm можно пренебречь.

Можно утверждать, что выполненные ранее РЭМ-РСМА анализы большинства микровключений благородных металлов в высокоуглеродистых породах сульфидной и кимканской толщ Буреинского массива [1] показывают наличие приме-

сей, присутствующих в них самих, а не отражают влияние матрицы. Большое количество этих примесей в составе микровключений благородных металлов принципиально отличает их от известных ранее “самородных” форм выделения (размеры доли миллиметра и более, содержание благородного металла более 80 вес.%), на поиск и извлечение которых в настоящее время ориентирована добывающая и перерабатывающая промышленность. Представляется, что изученные микровключения являются новым перспективным типом благороднометалльного сырья, до сих пор детально не изученным и не вовлеченным в промышленное использование.

Литература

1. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С. Тонкодисперсные золото и платиноиды в графитовых сланцах бурейнского массива – новый тип благороднометалльного оруденения на Дальнем Востоке России // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГУ, 2009. Вып. 5. С. 9–18.
2. Гоулдстейн Дж., Ньюбери Д., Эчлин П., Джой Д., Фиори Ч., Лифшин Э. Растровая электронная микроскопия и рентгеновский микроанализ: Кн. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1984. 303 с.
3. Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.

М.И. Копылов¹, И.В. Пустовойтова²

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН**

¹ФГУП “Дальгеофизика”, г. Хабаровск

²ЗАО “Дальгеология”, г. Хабаровск

Тектонические зоны играют ведущую роль в распределении и локализации рудной минерализации на региональном и локальном уровнях. Вдоль северной границы Буреинского массива проходит Южно-Тугурингская зона глубинных разломов, разделяющая массив и Монголо-Охотскую складчатую систему. В гравитационном, магнитном полях, по данным морфоструктурного анализа, и размещения эпицентров землетрясений эта зона разломов при приближении к Охотскому морю приобретает веерообразную структуру (или структуру конского хвоста). Южная часть из них имеет северо-западное направление, другие, такие как Пауканский и Тугурский, субширотное. Эта серия разломов играет одну из главных ролей в металлогении полезных ископаемых Приамурья. Зоны разломов северо-западного простирания являются своеобразным барьером для продолжения оловорудной минерализации на север, со стороны Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы, далее на север здесь преимущественно проявлена золоторудная минерализация.

Другой зоной, ограничивающей развитие оловянной минерализации в пределах юго-восточной окраины Буреинского массива, является серия разломов, включающая Уликанский, Куканский, Курский, представляющая собой северную ветвь зоны Тгн-Лу, выраженной довольно контрастно в поле Δg , протягивающейся с территории соседнего Китая [2]. Эта ветвь Тан-Лу, также проявляется в поле ΔT , в морфологии рельефа и прослеживается в северо-восточном направлении, пересекая Сихотэ-Алинскую ГСС (в районе оз.Кизи) и островов Сахалин (Севернее г. Нефтегорска). Особенно яркое отражение эта зона находит в сейсмической активности, где на карте землетрясений она отмечается цепочками эпицентров. В гравитационном поле, наиболее контрастно ветвь Тан-Лу проявлена в пределах Сихотэ-Алинской системы, где она служит границей резкоградиентного положительного и отрицательного полей Δg . Протяженность зоны составляет более 2500 км, она контролирует развитие горстов и грабенов в Китае и на юге Дальнего Востока [4]. И обширное положительное поле Δg пространственно совмещается с Нижне-Амурской золоторудной областью. Отрицательное поле Δg отвечает Северной Сихотэ-Алинской оловорудной области. Следует отметить, что интенсивность проявления оловорудной минерализации в Сихотэ-Алинской ГСС нарастает с севера на юг “ступенчато” (поблочно), где решающую роль играют разломы северо-восточного субширотного и северо-западного направлений Южно-Тугурингской системы. На территории Китая (сейсмический разрез по линии Ляньюнган-Инсянь) разломная зона Тан-Лу рассматривается в качестве палеорифтовой, “остатки” которой зафиксированы только в низах коры [1]. Для нее характерно на всем ее протяжении поднятие границы Махоровичича до 1–4 км и на отдельных интервалах и астеносферы. Наиболее интенсивным представляется морфология палеорифтовой зоны Тан-Лу (Куканская) по данным МОВЗ и МТЗ в районе Хинганского рудного района [2]. По морфологии изолиний с (МТЗ) и инверсных границ, зона на глубине 30–50 км выполаживается и от нее обособляются

две корамантийные диапировые структуры, первая (восточная) имеет высокие сопротивления, а вторая (западная) непосредственно находящаяся под восточной окраиной Хингано-Олонойского вулкано-тектонической структуры (ВТС) отмечается низкими значениями сопротивлений. В первом случае это “отмирающий” канал, а второй действующий, по которому происходило движение магматических масс и рудоносных растворов.

Более локального характера тектонические нарушения имеют развития в рудных районах, которые играют ведущую роль в распределении рудной минерализации. Разрывные структуры Комсомольского оловорудного района, по-видимому, формировались в условиях сжатия с северо-запада и юго-востока. Складкообразование, начавшееся в результате этого сжатия, в верхней юре привело к формированию серии взбросов и надвигов северо-западного простирания на северо-западе района и поперечных (субширотных) разломов по отношению к складкам в центральной части [3].

На оси глубинного Комсомольского разлома выделяемого нами располагаются интрузивно-купольные структуры (ИКС) Силинская, Лево-Хурмулинская, Курмиджинская, Элиберданская, что однозначно указывает на наличие здесь глубинного разлома. Выделяемый разлом глубинного заложения трассируется далее на север и юг за пределы рудного района в поле Δg , ΔT и морфометрии рельефа на протяжении более 200 км. Учитывая, что на оси этого разлома, располагаются все очаговые структуры, он мог служить своеобразным проницаемым каналом сообщения мантии с поверхностью.

Изучая Комсомольский глубинный разлом, авторы в верхней его части (1–2 км) выделили область складчато-боковых дислокаций, для которой характерно: отсутствие четкой морфологии и внешних границ, в пределах юго-западной части, отмечается значительное количество катаклазированных, брекчированных и дробленых пород, не сопровождающихся существенной перекристаллизацией. В его центральной части, доминирующее развитие имеют зоны субмеридионального простирания, протяженностью до 25–40 км, расходящиеся по восстанию в форме сдвигов (обусловленных сжатием всего блока с севера-запада и юго-востока по Мяочанскому и Правосилинскому граничным разломам), к которым и приурочиваются все известные месторождения, рудопроявления Комсомольского района.

Для второго этажа (2–4 км) разлома, характерно преобладание грубого дробления и перетирания пород в швах смесителей, изоклиальное смятие слоистых толщ, здесь же, вероятно, происходит выклинивание основной массы интрузий.

Третий и четвертый (4–8 км) этажи представлены мощным стволом зоны смятия, мощностью более 20 км, в тектонически-активных швах которых, локализируются, по-видимому, плагиогранитовые, диоритовые, базит-гипербазитовые интрузии.

В тектонитах верхнего этажа зоны разлома, залегающего в юрских флишоидных меловых вулканогенно-осадочных образованиях, проявлены процессы пропилитизации, аргиллизации, серицитизации с кварц-карбонатным прожилкованием, сульфидизация. Для второго этажа характерна также низкая стадия метаморфизма, где глинистый материал преобразуется в тонкочешуйчатые кварц-серицитовые метасоматиты, хлорит-серицитовые разности, присутствуют также углисто-графитовое вещество, сульфиды, хлорит. На третьем этаже зона характеризуется биотизацией, наличием углеродистых сланцев, кремней, карбонатов и сульфидов. На уровне четвер-

того этажа зона глубинного разлома, вероятно, будет представлена чередованием кристаллических сланцев, парагнейсов, амфиболитов, мигматитов, линз углеродистых филлитов. Латеральная зональность зоны Комсомольского глубинного разлома отражает разные уровни эрозионного среза, на юге более высокий, на севере более низкий.

Хинганский оловорудный район с северо-запада ограничивается Солокачинским, с юго-запада Кимканским, с востока Граничный разломами. Все разломы имеют близкое к вертикальному падению и относятся по данным МОВЗ к классу глубинных разломов. Протяженность разломов по результатам интерпретации Δg , ΔT составляет более 80 км.

Границы Ямалинского рудного района ограничиваются с запада Селемджинским, с востока Нимиленским глубинными разломами, которые наиболее контрастно выделяемы в поле Dg . В рельефе местности выделяется Селемджинский глубинный разлом, который сопровождается, роем даек липаритов, диоритовых порфиритов и гранодиоритов, вытянутых в северо-восточном направлении.

В пределах Сихотэ-Алинской области по данным МОВЗ (по характеру инверсных границ) на глубине 20–70 км выделяется коромантийный диапир. Его воздействия, вероятно, и послужили причиной резкого воздымания в северной части Сихотэ-Алиния и «выноса» на поверхность Анойского и Хорского выступов, а также выхода на поверхность значительного количества интрузивных и вулканических тел.

В Баджалском районе положение зон минерализации контролируется в большинстве случаев близширотными тектоническими зонами. Совмещение в рудных зонах метасоматитов разного состава (кварц-мусковитовый, кварц-флюорит-полевошпатовый, серицит-турмалин-кварцевый, кварц-пирротин-арсенопиритовый и др.) и изменчивость содержания сульфидов затрудняет определение их формационных типов, преобладающим парагенезисом большинства месторождений является касситерит-кварцевая и касситерит-силикатная формация.

В Кавалеровском рудном районе, зональность рудных полей находится в зависимости их от расположения относительно интрузивов и рудоподводящих разломов. Здесь, выделяются две группы месторождений – отличительных по составу и морфологии рудных тел, а главное по проявлению зональности и вертикальному размаху оруденения: месторождения первой группы – вблизи массивов гранодиоритов; месторождения второй группы располагаются в удалении от гранитоидов и ассоциируют с разнообразными дайками преимущественно среднего и основного состава. Наиболее типичными околожильными изменениями оловорудных зон являются хлоритовые, серицитовые, турмалиновые и пропилитовые. В верхах зоны пропилитовых и хлорит-серицитовых изменений, многие рудные тела имеют полиметаллический существенно сульфидный состав, а нижние несут оловянную минерализацию.

По данным проведенного комплексного анализа, авторами впервые для Хинганского района выделена система выдержанных тектонических ослабленных зон, северо-западного простирания, с которыми пространственно совпадают все известные месторождения и рудопроявления. Шаг проявления основных тектонически ослабленных структур варьирует от 3 км до 6 км, промежуточных от 0.5 км до 1 км. Системный характер выявленных тектонических структур указывает на одновременное их формирование и на единичный источник регионального, тектонического воздействия и, соответственно, единого плана деформации. Откартирование кроля

интрузивного массива по данным МОВЗ, с выступами и прогибами позволяет предположить о существовании такого механизма. В пользу такой точки зрения и указывает отсутствие существенных сдвиговых дислокаций в пределах эшелонированных зон трещиноватости.

В заключении следует отметить, что выделение по геологическим, геофизическим, сейсмологическим и морфометрическим данным глубинные разломы имеют важнейшее значение в металлогении олова и других элементов. Все оловорудные районы Приамурья приурочены к глубинным разломам I-IV порядков. Разломы субширотного простирания играли, в основном, роль своеобразных барьеров (магмаконтролирующие), субмеридионального, северо-западного – как рудолокализирующие.

Литература

1. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии Восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. С. 92–110.
2. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район. Владивосток: Дальнаука, 2004. С. 27–225.
3. Копылов М.И., Пустовойтова И.В. Тектоника, геодинамика и сейсмичность Дальневосточного региона // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. Хабаровск, 2009. С. 116–119.
4. Лю Цзяци. Относительно формирования и эволюции континентальной рифтовой системы в Северо-Восточном Китае. 1988. С. 320–345.

В.Г. Крюков**БУРЕИНСКИЙ МЕГАСВОД (ПРИАМУРЬЕ): СТРОЕНИЕ, РУДОНОСНОСТЬ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Территория Приамурья представляется одной из наиболее перспективных площадей юга Дальнего Востока на выявление крупных месторождений драгоценных и цветных металлов мезозойского возраста. В их пространственном размещении определяющую роль играют сводово-блоковые структуры. Одна из них устанавливается на сопряжении Буреинского массива с Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской складчатыми системами. Значительная ее часть, имеющая размеры 270×900 км, ранее выделялась как Хингано-Охотский пояс [1] или Восточно-Буреинская металло-геническая провинция [3].

Автор на основании анализа строения и вещественной наполненности структуры мезозойского возрастного среза рассматривает эту территорию в других границах и предлагает выделять ее под названием Буреинского мегасвода.

Географически Буреинский мегасвод располагается в бассейне реки Амур и ее притоков – рек Буреи, Уды, Немелена, Амгуни. Он имеет слабо вытянутую в северо-северо-восточном направлении форму с размерами 580×700 км. Орографически – это горная страна, включающая хребты Малый Хинган, Буреинский, Баджальский, Мяо-Чанский, Дуссе-Алиньский, Эзопский, Ям-Алиньский.

Границами мегасвода являются на западе – западное ограничение Туранского блока (долины рек Селемджи, Шевли), на севере – северная граница Торомского прогиба (побережье Тугурского и Ульбанского заливов Охотского моря), на востоке – Лимурчанский разлом, и далее к югу – долина реки Амур.

Мегасвод, сформировавшийся в мезозойский тектоно-магматический этап, является структурой, наложенной на разновозрастный фундамент. Внутреннее строение тектонически неоднородно: в качестве достаточно крупных элементов выступают своды более высокого порядка и прогибы. В их числе выделяются Малохинганский, Баджальский и Немеленский своды, Буреинский, Гуджикский, Кимканский, Бирский, Мельгинский прогибы.

Мегасвод на значительном протяжении северной, восточной и южной окраин обрамляется грабенами или грабеноподобными структурами. Бассейн реки Селемджа характеризуется достаточно мощным чехлом неоген-четвертичных рыхлых отложений, что не позволяет с уверенностью выделять подобные структуры на этом участке.

Мегасвод на плотностном срезе литосферы на глубине 10 км характеризуется разуплотнением пород (2.61–2.80 г/см³ при средней плотности в 2.81–2.83 г/см³). По обрамлению мегасвода фиксируются участки повышенной и высокой плотности пород: от 2.89 г/см³ до 3.04 г/см³ – бассейн реки Шевли, район п. Чегдомын, оз. Удыль, среднее течение реки Манома, юго-восток и юг Еврейской автономной области. В изолиниях мощности земной коры структура в целом выделяется по изолинии в 34 километра.

Общая максимальная мощность земной коры достигает 47 километров.

В геологическом строении свода участвуют комплексы Буреинского кристаллического массива, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской складчатых систем. Они

прорываются меловыми, мел-палеогеновыми (?) интрузиями, в составе которых выделяются три ассоциации пород (от ранних к завершающим): диорит-гранодиорит-плагигранитовая, гранит-лейкогранитовая и габбро-диорит-монцогранодиоритовая. С отмеченными комплексами магматических пород связывается формирование до-, син- и постинтрузивных гидротермалитов. В пределах последних выявлено большое количество месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации драгоценных, цветных и редких металлов.

Малохинганский свод, имеющий размеры 200×300 км, вытянут в северо-западном направлении и разделен Малохинганским разломом на две части. В структурном плане он отличается от остальных сводов наибольшей простотой. Основная часть площади сложена палеозойскими гранитоидами. В северо-западной половине свода гранитоиды окаймляются меловыми вулканитами. В юго-восточной половине свода меловые вулканиты играют более заметную роль, слагая поля, кальдеры, некки, стратовулканы. Следует подчеркнуть, что заложившиеся в палеозое купола гранитизации, наследуются и в мезозойский этап активизации Буреинского массива.

Малохинганский свод специализирован на золотое и оловянное оруденение. При этом отмечается преобладающая роль драгоценных металлов, при подчиненном значении меди, сурьмы и вольфрама в северо-восточной половине свода. В юго-восточном блоке выявлены довольно многочисленные месторождения и рудопроявления олова, в меньшей мере, редких металлов и золота. Хинганское месторождение олова относится к разряду крупных объектов. Оно эксплуатировалось до начала текущего столетия.

Автор не поддерживает представления о генетической связи оловянного оруденения с обманьскими гранит-порфирами. На участках Карадубском [2], Малиновом наблюдались постгранит-порфировые интрузии габбро-диорит-монцогранодиоритовой ассоциации. Набор рудомещающих метасоматитов включает субвулканические грейзены, актинолитовые метасоматиты, турмалиниты, хлорититы, кварцсерцитовые (своеобразные березиты) образования и аргиллизиты, сформированные в связи со становлением монцонитоидов.

Баджальский свод, превышающий в диаметре 350 км, характеризуется сложной тектонической природой, поскольку сформирован на структурно-вещественные комплексы Буреинского массива, Баджало-Ниланской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. В пределах свода наблюдаются грабенообразные структуры – наиболее крупная – Буреинская впадина с угленосными и нефтегазоносными отложениями. В своде устанавливаются все три отмеченные мезозойские ассоциации интрузивных пород. При этом наиболее широким развитием пользуются породы гранит-лейкогранитовой ассоциации. Монцонитоидная группа пород, близкая по составу и генезису оловопродуктивным магматитам Малохинганского свода, отличается большим разнообразием типов пород.

Баджальский свод характеризуется также и более широким спектром полезных ископаемых. Практически во всех частях свода ведущую роль играет оловянное оруденение. Следует подчеркнуть два цикла оловянного оруденения: в связи с гранит-лейкогранитовой и в связи с габбро-диорит-монцогранодиоритовой ассоциациями. Крупные месторождения олова известны в Баджальском (гипабиссальные грейзены) и в Комсомольском (турмалиниты) рудных районах. Кроме того, для свода характерны золото, вольфрам, медь, молибден, полиметаллы, платина (?), сурьма. В распре-

делении рудных объектов отмечается зональность, обусловленная внутренним строением свода. Концентрами являются Баджалский (мощность земной коры до 40 км) и Дуссе-Алиньский (мощность земной коры до 47 км) купола.

Отмеченным ассоциациям магматических пород соответствуют определенные формации рудовмещающих метасоматитов. Они формировались как в субвулканических обстановках, так и в мезо- и гипабиссальных условиях. При этом метасоматиты двух последних уровней глубинности преобладают во всех рудных районах свода. В Баджалском своде к числу рудовмещающих относятся мезоабиссальные микроклиниты, гипабиссальные грейзены, скарны, актинолититы, углеродистые метасоматиты, турмалиниты, хлорититы, березиты, кварц-серицитовые гидротермалиты.

Нимеленский свод также имеет достаточно сложное строение. Он объединяет палеозойские и мезозойские осадочные комплексы Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской складчатых систем, меловые вулканогенные зоны. Интрузивный магматизм проявлен породами ранней диорит-гранодиорит-плагигранитовой, в значительно меньшей мере габбро-диорит-монцогранодиоритовой ассоциаций. Для свода свойственна концентрическая зональность оруденения. Концентрами являются Отунский и Харгинский рудные районы.

Профилирующее оруденение – золото и олово. Кроме того, в пределах свода устанавливается сурьмяное, полиметаллическое, медное (медно-порфировое), оруденение. В золоторудных и порфириновых объектах фиксируется платина. В числе рудовмещающих метасоматитов отмечаются альбититы (кварцевые альбититы), субвулканические грейзены, углеродистые метасоматиты, березиты, кварц-серицитовые метасоматиты, аргиллизиты.

Таким образом, в Приамурье выделяется Буреинский мегасвод, сформированный в мезозойский цикл тектоно-магматической активизации. Он накладывается на комплексы Буреинского массива, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской складчатых систем. Сводообразование обусловлено подъемом вещества (магма, гидротермы, газ) в условиях растяжения земной коры. Со становлением мезозойских магматитов связывается формирование месторождений олова, золота, вольфрама, меди, молибдена, полиметаллов, сурьмы. В углеродистых метасоматитах, характерных для золоторудных объектов, отмечаются концентрации платины.

Литература

1. Ицксон М.И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях // Сов. геология. 1958. № 1. С. 86–118.
2. Крюков В.Г., Никулин Н.Н., Грушкин А.Г. Состав и зональность околорудных метасоматитов Карадубского рудного поля // Минералогия месторождений Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 28–40.
3. Сухов В.И. Региональные рудно-магматические системы Приамурья // Магматогенно-рудные системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1979. С. 45–60.

А.Ю. Лушникова

**РАЗРАБОТКА ЭФФЕКТИВНОЙ ПРОЦЕДУРЫ ВСКРЫТИЯ ПРОБ ДЛЯ
КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В
УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ**

*Учреждение российской академии наук Институт тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск*

Оценка благороднометалльного потенциала новых природных источников (углеродсодержащие сланцы) в настоящее время сдерживается отсутствием надежного воспроизводимого метода определения в них концентраций золота и платиноидов. Показано [1], что традиционные методы анализа (пробирный, химико-спектральный и др.) малоэффективны из-за исключительной устойчивости к внешним воздействиям носителей золота и платиноидов в этих породах. Такими носителями являются соединения благородных металлов с углеродом и другими элементами, а также их интеркаляты в графит. Предварительные исследования, включающие металлургические испытания плазменно-дуговым методом, показали, что перспективной процедурой вскрытия (перевода благородных металлов из высокоустойчивых соединений с углеродом в более простые доступные для анализа соединения) упорных углеродсодержащих пород и руд является воздействие на них электрической дуги постоянного тока, а также высокочастотного лазерного излучения. Эти воздействия по основным своим характеристикам моделируют металлургический процесс плазменно-дуговой плавки. После такого вскрытия проба может быть проанализирована известными методами с ICP-MS или AAS окончанием.

В лабораторных условиях собрана установка для электродуговой обработки проб углеродсодержащих пород, состоящая из двух электродов, выпрямителя и трансформатора. Верхним электродом служил графитовый стержень (+), нижним – угольный тигель (-), в который засыпалась шихта. В качестве шихты использовалась смесь тонко истертого графитсодержащего сланца сутырской толщи (Верхнебуреинский район Хабаровского края) в смеси с негашеной известью в различных соотношениях. На данной установке предполагалось смоделировать процесс плазменной плавки, в котором в условиях высоких температур дуги осуществляется перевод благородных металлов из высокоустойчивых соединений с углеродом и кислородом в более доступные для анализа соединения.

В другой серии опытов порошок графитсодержащего сланца подвергался воздействию излучения твердотельного иттербиевого волоконного лазера технологического комплекса ЛС-06 в ТОГУ, Хабаровск (эксперимент проводился совместно с Н.А. Леоненко, ИГД ДВО РАН). Наилучшее плавление образца без существенного “разбрызгивания” материала достигалось при мощности лазера 300 Вт. Предполагалось достигнуть эффекта вскрытия с коагуляцией благородных металлов, подобной в описанном для золота [2]. Из полученной стекловидной массы изготавливалась проба для ICP-MS анализа и полированный аншлиф для электронно-микроскопических исследований.

Определение валового содержания благородных металлов в плавнях проводилось по методике “Определение золота, платины, палладия и родия в рудах методом МС ИСП с предварительным химическим концентрированием путем сосаж-

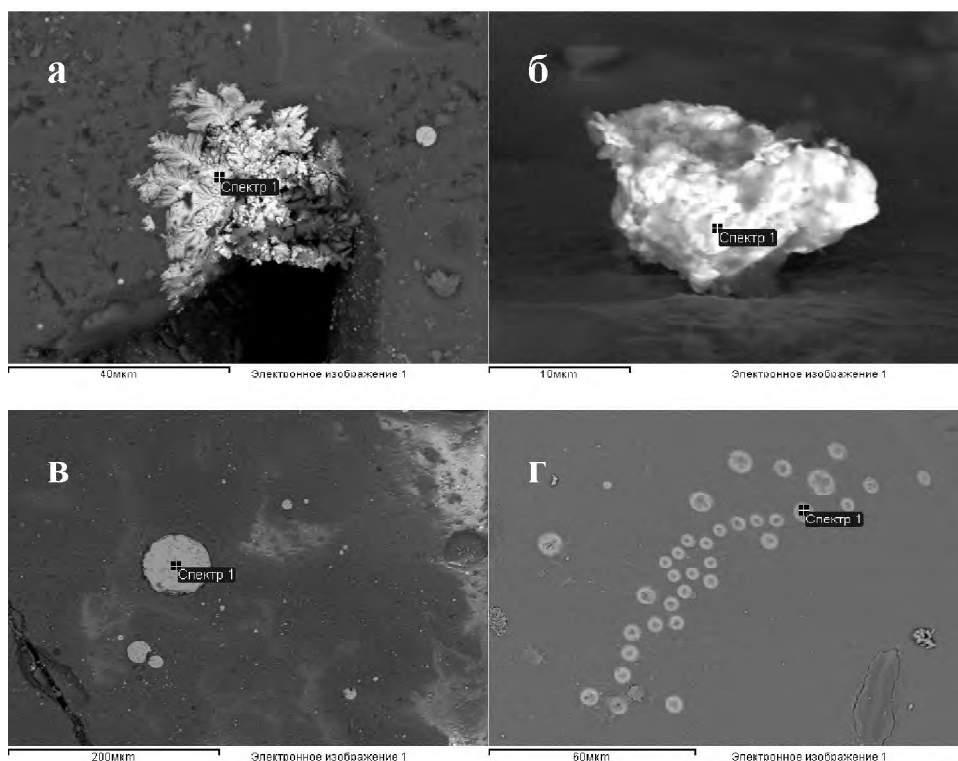


Рис. Включения, обнаруженные в графитсодержащем сланце Сутырской толщи: а – дендритовидное выделение серебра; б – включение свинца; в – сферическое выделение железа; г – группа сферических выделений железа.

дения с теллуrom (ФГУП “ЦНИГРИ”, 2005 г.)”. Навеска 2 г растиралась до 200 меш и подвергалась кислотному разложению. Анализ велся на приборе ICP-MS ELAN DRC II (Перкин Элмер, США). По данным этого анализа существенных различий между концентрациями благородных металлов в необработанных углеродсодержащих породах и в плавнях не обнаружено.

Фазовый анализ плавня проводился с помощью РЭМ EVO 40HV (Carl Zeiss, Германия) с помощью рентгеновского энергодисперсионного микроанализатора INCA Energy 350 (Oxford, Великобритания). Полированный срез образца наклеивался на предметный столик микроскопа с помощью проводящего скотча. Напыление не применялось, чтобы исключить влияние напыляемого вещества на результаты анализа, который производился в режиме отраженных электронов.

В плавнях после электродуговой плавки в большом количестве обнаружены включения серебра (до 58.8 % вес.), свинца (до 68 % вес.), железа (до 73.50 % вес.) и большое количество примесей.

Включения благородных металлов не обнаружены.

Как показано на рисунке, в плавнях после лазерного воздействия зафиксированы включения серебра, а также множество сферических включений, состоящих преимущественно из железа.

Несмотря на то, что в результате работы не удалось получить благородные металлы в качестве отдельной фазы, примененный подход представляется перспективным. В результате опытов в расплавах получены включения, в основном состоящие из железа. Их сферическая форма свидетельствует о том, что в как в процессе электродуговой плавки, так и при лазерном воздействии железистая фаза находилась в расплавленном (жидком) состоянии. Имея высокое сродство с железом, в системе силикатный расплав-железистый ликват платина практически полностью переходит в последний [3]. В наших экспериментах этого не случилось либо из-за малой концентрации Pt в исходном материале, либо из-за недостаточной герметизации системы в процессе плавки (вынос Pt в виде летучих соединений с углеродом). В дальнейшей работе планируется учесть эти недостатки, с одной стороны, использованием в качестве исходного материала концентратов из сланцев, а с другой стороны, путем повышения герметичности зоны плавления.

Литература

1. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С. Тонкодисперсные золото и платиноиды в графитовых сланцах Бурейского массива – новый тип благороднометалльного оруднения на Дальнем Востоке России // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: “Горная книга”, 2009. Вып. 5. С. 9–18.
2. Шевкун Е.Б., Кузьменко А.П., Леоненко Н.А., Ятлукова Н.Г., Кузьменко Н.А. Способ лазерного формообразования и обогащения благородными металлами минеральных ассоциаций. Патент РФ № 2255995 от 04.12.2003.
3. Маракушев А.А., Ю.Б.Шаповалов, Т.А.Столярова. Металлургический метод извлечения платиновых металлов // Экспериментальная минералогия. М.: Наука, 2004. Т. 2. С. 273–279.

Л.Ф. Мишин

**РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ЗАМЕЩЕНИЯ И АССИМИЛЯЦИИ В СТАНОВЛЕНИИ
ГИПАБИССАЛЬНЫХ ПЛУТОНОВ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Образование гранитов можно свести к двум альтернативным теориям: 1) гранитные массивы образовались в результате внедрения и затвердевания магмы; 2) граниты образовались в результате гранитизации, во время которой вмещающие породы были замещены гранитами. Вопросом остаются, произошло это путем метасоматоза или выплавления гранитной магмы на месте. Отсюда ясно, что проблема пространства является ключевой в образовании гранитов. Наиболее убедительно она решается по отношению к абиссальным гранитам. Сопровождение мигматитами, гранитогнейсами и обилие реститов некомпетентных вмещающих пород убедительно свидетельствуют об аллохтонном их образовании.

Гипабиссальные гранитные массивы отличает дискордантная по отношению к вмещающим породам форм, резкие контакты, наличие термальных экзоконтактовых изменений, поэтому большинство исследователей рассматривают образование гипабиссальных гранитоидов в результате активного внедрения магмы. Однако ни одна из имеющихся многочисленных гипотез не объясняет всего спектра структурных взаимоотношений гранитов с вмещающими породами.

Еще Г.Г.Рид отмечал, что решение проблемы пространства находится в сфере полевой геологии в детальных структурных исследованиях гранитных тел. Сложность проблемы связана с тем, что граниты имеют длительную историю формирования, в результате которой происходит гомогенизация гранитов, и внутренняя структура их стирается. Наиболее структурированы слабо эродированные плутоны с хорошо стратифицированными и контрастными по составу вмещающими породами. Решающим доказательством образования гранитоидов на месте является наличие реликтовой и теневой стратификации вмещающих пород в самих гранитах, а также безкорневая природа малых гранитных тел.

К таким структурированным гранитным массивам относится Сизинджинский массив [1]. Он представляет собой межформационную залежь площадью 200 км², мощностью около 3–5 км, полого погружающуюся на С-З под углами 10–30° под терригенные породы верхоянского комплекса, надвинутые на нижнемеловые вулканические породы.

Микродиориты, реже мелкозернистые кварцевые диориты и габбро – ранние породы в составе массива. Они распространены в виде ксенолитов и отдельных септ практически по всему массиву. Образование их связано с диоритизацией ороговикованных вулканических и субвулканических андезитов андезибазальтов и базальтов.

Среднезернистые диориты слагают около трети массива в виде отдельных выходов и полей площадью до 8 км² также как и микродиориты распространены практически по всему массиву. Преобладают гибридные пятнистые разновидности, менее гомогенные и расслоенные от диорита до габбро серии. Повсеместно содержат ксенолиты микродиоритов. Пятнистость обусловлена скоплениями лейст плагиоклаза и амфибола, как результат неполной ассимиляции микродиоритов.

Граниты реже гранодиориты – главная фаза Сизинджинского массива. Выходы их с разной плотностью насыщают весь массив. По размеру тела образуют континуум от капель размером менее 1 см до крупных однородных полей площадью до 10 км². Поля гомогенных гранитов сопровождаются ореолом небольших, явно безкорневых, выделений гранитного материала во вмещающих породах. Весьма типичны округлые, иногда брусчатые сегрегации гранита размером 20–30 см, которые сопровождаются более мелкими выделениями размером первые сантиметры и отдельными порфиробластами олигоклаза. Анхизвтектические соотношения полевых шпатов и кварца свидетельствуют о магматической природе гранитов, на это же указывает присутствие расплавленных включений в кварце и полевых шпатах. В тоже время геологические наблюдения однозначно указывают на безкорневое формирование мелких гранитных тел *in situ*. Такую же природу, очевидно, имеют более крупные выходы гранитов.

По петрографическому и петрохимическому составу гранитоиды Сизинджинского массива близки – это роговообманковые и роговообманково-биотитовые разновидности. Они относятся к I типу гранитоидов ильменитовой серии. Характерные тренды петрогенных и малых элементов с резким изменением коэффициента или знака корреляции в интервале (65 % SiO₂, рис. 1) позволяют отнести их высокотемпературной разновидности I гранитов [2, 3].

Абсолютный возраст среднезернистых диоритов и гранитов (U-Pb метод – по цирконам) практически одинаковый – 90 млн лет.

В Сизинджинском массиве наряду с микродиоритами широко представлены ксенолиты ороговикованных вмещающих пород с хорошо сохранившейся структурой. Примечательно, что ксенолиты и отдельные небольшие изолированные выходы алевролитов в гранитоидах распространены в северо-западном крыле массива, примыкающему к выходам пород верхоянского комплекса, а ксенолиты вулканитов – в юго-восточном крыле, контактирующему с вулканогенными толщами. Граница распространения тех и других проходит через осевую часть массива и совпадает с границами вулканитов и терригенных пород в обрамлении массива. По результатам структурных исследований залегание слоистости в ксенолитах и септах алевролитов (простираение и тип складчатости) полностью соответствует залеганию слоистости в алевролитах из обрамления массива.

Ксенолиты микродиоритов встречаются во всех породах и по всему массиву. По составу они всегда основнее вмещающей породы. Форма их преимущественно округлая. Многочисленные геологические наблюдения показывают, что округлость их не связана с транспортировкой. Нередко отдельные ксенолиты соединяются перемычкой насыщенной руститовым материалом, не редкость ксенолиты в форме гантели. Крупные септы микродиоритов обычно сопровождаются шлейфом с высокой концентрацией ксенолитов, так называемые ксенолитовые супы. Структурные исследования показывают, что в ксенолитовых супах ориентировка микролитов одинаковая, т.е. вращения отдельных ксенолитов не происходят. По сути это реликты не перемещенного субстрата, а округлость – результат поверхностного натяжения на границе сред, отличающихся вязкостью.

Природа микродиоритов остро дискутируется, большинство исследователей считает их эндогенными, принесенными магмой с глубины. По нашим материалам, микродиориты образуются в результате диоритизации роговиков.

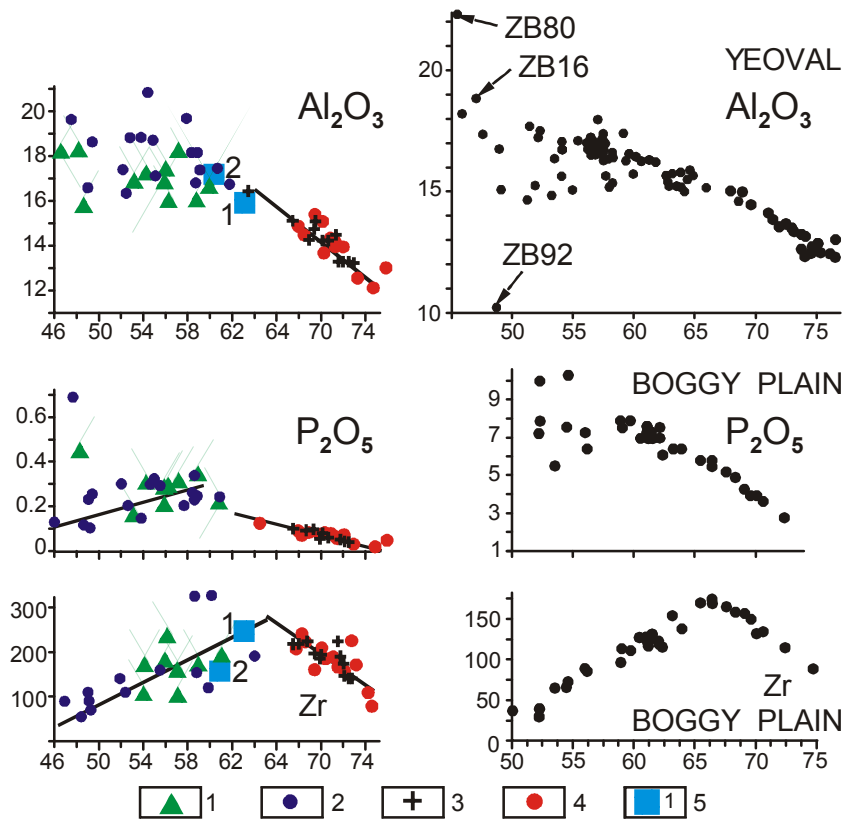


Рис. 1. 1 – микродиориты и микро-габбро, 2 – среднезернистые диориты, габбро и кварцевые диориты, 3 – граниты и габброиды, 4 – малые интрузии гранитпорфиров и гранодиоритпорфиров, 5 – средний состав свежих(1) и превращенных в биотитовые сланцы (2).

Наиболее наглядно диоритизация роговиков и последующая их ассимиляция проявлены в Бирушинском массиве монцонитов (Западно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс). В этом массиве, часто на ограниченной площади, первые десятки сантиметров, можно наблюдать весь спектр ксенолитов от пироксенового роговика к микродиориту и крупнозернистому монцониту. При этом нередко в одном ксенолите, приближающемся по составу к монцониту, можно одновременно наблюдать реликты пироксенового роговика и мелкозернистого монцодиорита. Характерно, что ассимиляция происходит с резкими границами. На вариационных диаграммах все промежуточные составы концентрируются вдоль линии тренда пироксеновый роговик – монцонит (рис. 2).

Основной вывод: магматические породы в Сизинджинском массиве, являющимся по многим показателям эталонным для гипабиссальных гранитоидов, образовались автохтонно путем магматического замещения вмещающих пород и реоморфизма ранних фаз более поздними.

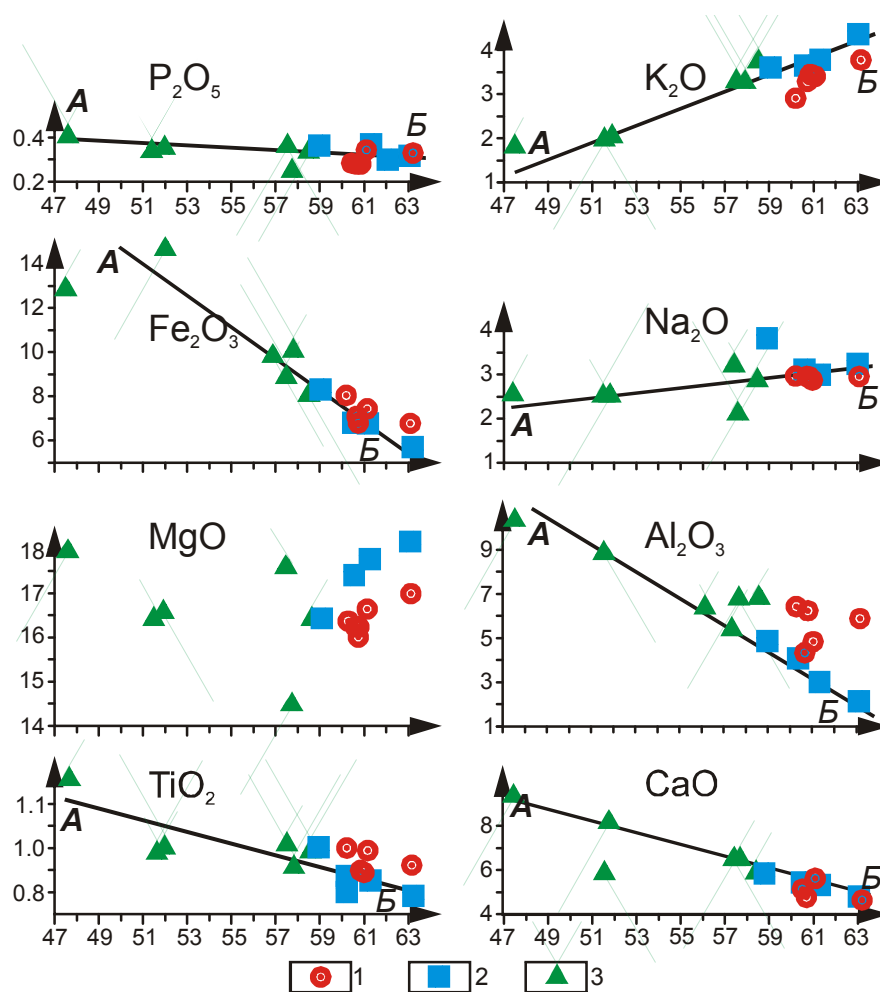


Рис. 2. Распределение петрогенных элементов (весов %) в системе гранодиориты (1), вмещающие породы (2) и ксенолиты (3). А-Б – линия тренда вмещающие породы – ксенолиты.

Литература

1. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
2. Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J., Williams High- and Low-Temperature I-type Granites // Resource Geology. 1998. V. 4. P. 225–235.
3. White J.R., Chappell B.W. Petrographic Discrimination of Low- and High-Temperature I-type Granites // Resource Geology. 2004. V. 54. P. 215–226.

Л.Ф. Мишин, В.Г. Невструев

**ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИСЛОТНО-СУЛЬФАТНОГО ТИПА
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ НА ВОСТОКЕ
РОССИИ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Начиная с 70-х годов прошлого столетия в различных районах мира открыто значительное количество золоторудных месторождений во вторичных кварцитах. От близких к ним по условиям образования эпitherмальных золото-серебряных месторождений адуляр гидрослюдистого типа эти объекты выгодно отличаются крупными запасами руд и во многих странах стали доминирующим промышленным типом.

В западной литературе эти месторождения известны под названиями высокосульфидизированных [1] и кислотнo-сульфатных [2] (high-sulfidation). На Востоке России имеется большое количество залежей вторичных кварцитов, но пока известно одно разведанное в Ульинском прогибе месторождение Светлое [3]. Причина такого состояния – укоренившееся негативное отношение к вторичным кварцитам, как объектам не перспективным на обнаружение связанных с ними рудных месторождений.

Вторичные кварциты и месторождения кислотнo-сульфатного типа распространены в островных вулканических дугах и окраинно-континентальных вулканических поясах преимущественно в ассоциации с магматическими породами магнетитовой серии. Сами залежи обычно контролируются первично купольными вулканическими структурами и формируются в близповерхностной обстановке ($P < 100$ бар) [4]. Их минералогический состав и зональность определяются температурой и кислотностью гидротерм (рис. 1). Апикальные зоны таких купольных структур являются областью питания эндогенными флюидами и смешения их с метеорными водами, они же являются центрами рудной минерализации. К подножиям куполов, в местах разгрузки термальных вод происходит постепенная нейтрализация кислых растворов и фациальное замещение монокварцитов и высокоглиноземистых фаций гидрослюдисто-сметитовыми аргиллизитами и пропилитами. Такая гидрогеологическая обстановка обуславливает асимметрию строения залежей вторичных кварцитов. В них выделяются головная и хвостовая части. Головная часть отличается значительной мощностью высокоглиноземистых фаций и маркируется выходами монокварцитов, а в хвостовой части происходит постепенное замещение высокоглиноземистых вторичных кварцитов аргиллизитами. Головная часть расположена по восстанию кварцитовой залежи и показывает относительное расположение рудных зон

Обычно вторичные кварциты слагают пластообразные залежи площадью до 100 км² (верхний структурный уровень), сопровождающиеся отдельными крутозалегающими зонами трещинного или трубчатыми телами, чаще всего с килевидными сечениями (нижний структурный уровень).

Положение пластовой части тел, не подверженных деформациям, контролируется определенными гипсометрическими отметками. Смена снизу вверх пиритизации гематитизацией, свидетельствует, что такой уровень соответствует положению уровня грунтовых вод, который, в свою очередь, зависел от расчлененности палеорельефа. Во всех типах вторичных кварцитов превалируют газовые включения, указывающие об образовании их в условиях пародоминирующей гидротермальной си-

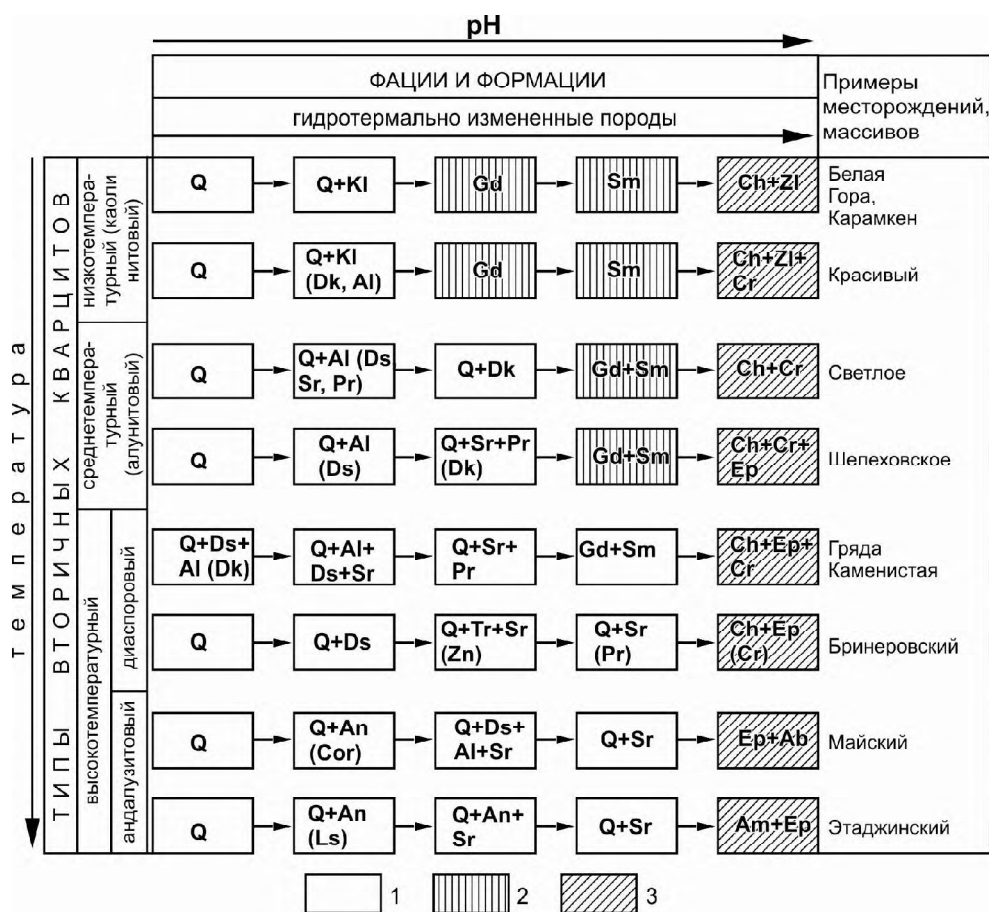


Рис. 1. Схема распределения гидротермальных минералов и их ассоциаций в зависимости от температуры и pH растворов. 1 – вторичные кварциты; 2 – аргиллизиты; 3 – пропилиты. Al – алунит, Am – амфибол, An – андалузит, Cr – карбонат, Ch – хлорит, Cor – корунд, Ds – диаспор, Ep – эпидот, Gd – гидрослюда, Kl – каолинит, Ls – лазулит, Pr – пиррофиллит, Q – кварц, Sr – серицит, Sum – смектит, Zl – цеолит.

стемы. По результатам изотопных исследований состав гидротерм – существенно метеорный, с примесью эндогенных флюидов. Рудная стадия характеризуется близ-нейтральным pH растворов и более высокой их соленостью (> 6 % NaCl экв.) [4, 5].

Получены веские доказательства, что образование вторичных кварцитов пред-рудная стадия формирования гидротермальной системы. Месторождения кислотно-сульфатного типа отличаются тем, что золоторудная минерализация в них располагается в самих вторичных кварцитах. Это, как правило, пористые монокварциты. Монокварциты слагают центральные зоны трещинных структур нижнего структурного уровня и прилегающих к ним части пластовой залежи. Они обрамляются алунитовыми, а затем диккитовыми метасоматитами. Однако золотоносность на месторождениях кислотно-сульфатного типа связана не с метасоматическим кварцем, стадии кислотного выщелачивания, а с колломорфным кварцем, выполняющим поры и по-

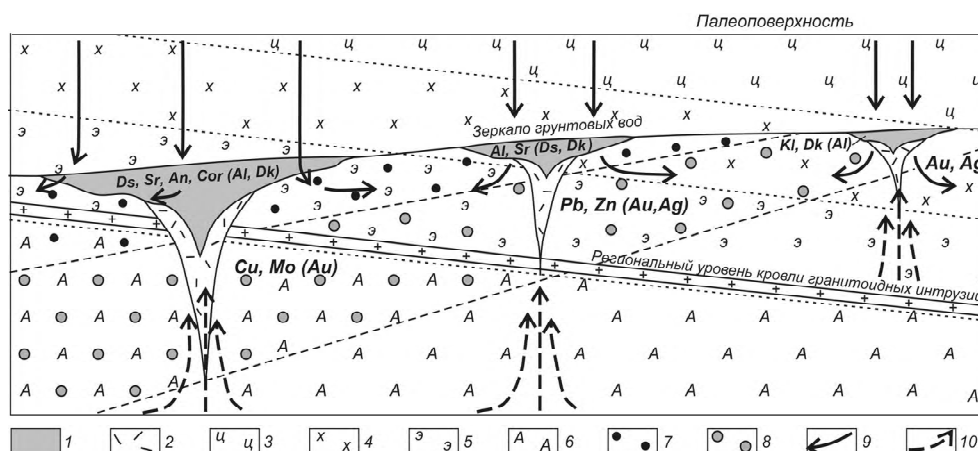


Рис. 2. Модель геолого-геохимических обстановок образования вторичных кварцитов и связанных с ними рудных месторождений.

1 – вторичные кварциты; 2 – околорудные метасоматиты; 3–6 – фации площадных гидротермальных изменений: 3 – цеолитовая, 4 – хлорит-карбонатная, 5 – эпидотовая, 6 – амфиболовая; 7 – паровая “шляпа”; 8 – область вскипания гидротерм (паро-водяная смесь); 9 – метеорные воды; 10 – эндогенные флюиды. Фации вторичных кварцитов: K1 – каолинистовая, Dk – диккитовая, Al – алунитовая, Sr – серицитовая, Ds – диаспоровая, An – андалузитовая, Cor – корундовая.

лости в монокварцитах. Пористость монокварцитов необходимое условие локализации золоторудной минерализации, но далеко не все пористые монокварциты ее содержат.

На эпитермальных золото-серебряных месторождениях адуляр-гидрослюдистого типа, полиметаллических и медно-молибден-порфировых вторичные кварциты образуют надрудную “шляпу” и лишь иногда в медно-порфировых месторождениях рудная минерализация накладывается на нижние горизонты кварцитово-залежи. Кварциты в этих месторождениях играют роль экрана.

Таким образом, можно констатировать, что гидротермальный процесс реализуется в вертикальном диапазоне, контролируемом сверху уровнем зеркала грунтовых вод, а снизу уровнем вскипания гидротерм. Глубина последнего зависит от температуры и открытости системы. Общие условия формирования вторичных кварцитов, их связь с площадными гидротермальными изменениями пород и с интрузивными образованиями отражена на рисунке 2.

По минералогическому составу и структурным особенностям вторичные кварциты месторождений кислотно-сульфатного типа практически не отличаются от других залежей, с развитыми алунитовой и диккитовой фациями. Имеются лишь некоторые отличия исключительно количественного характера: широкое проявление сульфатной минерализации (алунит, барит, гипогенный ярозит), пиритизации на глубоких срезках, что, в целом, свидетельствует о развитости гидротермальной системы и высокой активности серы. Специфика данного типа месторождений более отчетливо проявлена в рудной минерализации, характеризующейся развитием на нижних уровнях сульфосолей меди (энаргит, лазулит, тенантит и др.), а на верхних уровнях теллуридов золота, серебра, висмута [6].

На Востоке России гидротермально измененные породы формации вторичных кварцитов имеют исключительно широкое распространение. Все залежи, особенно с развитой алунитовой фацией требуют ревизии на предмет обнаружения с ними рудной минерализации и в том числе кислотно-сульфатного типа. Может быть предложена следующая схема локализации территорий поисковых работ: вулканический пояс – внутренняя зона пояса, сложенная породами магнетитовой серии – залежь вторичных кварцитов с развитой алунитовой фацией – головная часть залежи, которая определяется по структурным данным и распределению минеральных фаций – монокварциты с пористыми и брекчиевыми структурами. При разбраковке залежей вторичных кварцитов важное значение имеет наличие прямых признаков золоторудной минерализации и контрастных геохимических ореолов.

Литература

1. Hedenquist J. W., Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, in Horn, M.K., ed., Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore, 1986 // Transactions. 1987. P. 513–524.
2. Heald P., Hayba D.O., Foley N.K. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types // Econ. Geol. 1987. V. 82, N 1. P. 1–26.
3. Мишин Л.Ф., Вторичные кварциты, их связь с золоторудной минерализацией месторождения Светлое (Ульянский прогиб, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С 32–48.
4. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003. 164 с.
5. Hedenquist J. W., Arribas A. R., Gozalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits // Reviews in Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 245–277.
6. Corbett G. J., Leach T.M. Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration, and mineralization. Workshop manual. Baguio, Philippines. 1996. 184 p.

В.Г. Невструев

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ С
БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Повышенный интерес геологов в последние десятилетия к так называемым черносланцевым толщам обусловлен их рудной минерализацией, образующей крупные промышленные скопления цветных и особенно благородных металлов. Обнаружение повышенных концентраций металлов платиновой группы (МПП) в углеродистых породах привело к постановке широких научных и поисковых работ в регионах их развития. Исследования в основном направлены на выявление геохимической специализации потенциально рудоносных толщ, метасоматических изменений, геодинамической обстановки их формирования связи а также МПП и золота с концентрацией углерода, сульфидами и другими минералого-геохимическими факторами.

Различия в возрасте, положение в региональных геологических структурах, вещественном составе рудной минерализации оставляют открытым вопрос о факторах, приводящих к формированию самостоятельных либо комплексных месторождений МПП, цветных металлов, золота в связи с черносланцевыми толщами. Не выработаны и критерии выявления потенциально рудоносных толщ, что в связи с их широким распространением влечет за собой неоправданно высокие расходы на поисковые работы. Учитывая, что рудоносными, особенно на МПП, являются маломощные терригенные горизонты (от первых десятков, до первых метров и даже сантиметров), резко повышаются объемы опробования и аналитических работ. Различна и геохимическая специализация платиноносных объектов: урановые с золотом и платиной (Северная Австралия), ванадиеносные никель-молибденовые (КНР), золото-платиновые (Бразилия) и другие. В этих условиях одним из важных направлений научных работ представляется разработка, прежде всего, критериев выделения потенциально рудоносных образований.

Если справедлива утверждение, что геохимическая специализация осадков зависит в основном от региональных факторов, определяющих особенности условий осадконакопления в конкретных морских бассейнах [1], то допустимо предположение о различиях химического состава осадков с которыми связана различная рудная минерализация. Эти различия должны проявляться и в петрохимических характеристиках толщ. Для проверки этой гипотезы собраны опубликованные данные о химическом составе руд и вмещающих терригенных и углеродистых пород месторождений золота, МПП и других элементов Австралии, Китая, Бразилии, Узбекистана, Индии и России [2–9 и др.], для которых вычислены средние значения окислов. Целью формирования такой выборки являлось выявление различий между заведомо платиноносными и золотоносными месторождениями в черносланцевых толщах. Следует отметить, что результаты анализов во многих случаях характеризуют рудные зоны золота, урана и других элементов в то время как повышенные концентрации МПП нередко выходят за контуры их рудных тел или даже формируются на некотором удалении, что влечет за собой повышение вариаций петрохимических характеристик.

При определении сходства или различия осадочных толщ используются различные петрохимические модули, вычисление которых основано на сопоставлении от-

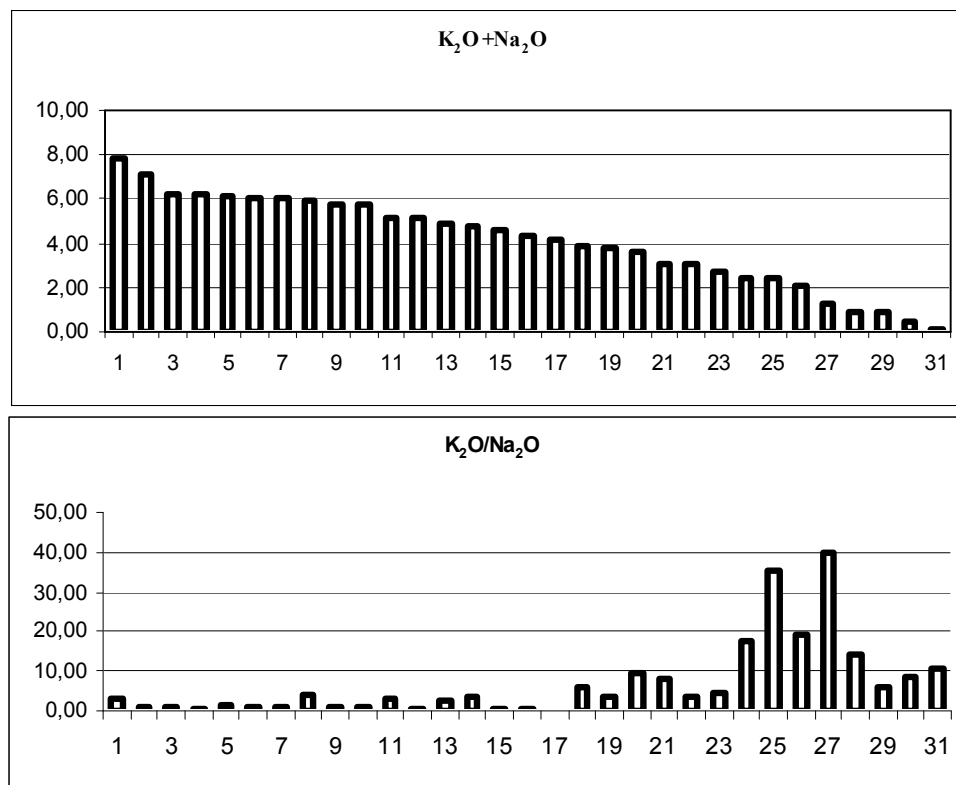


Рис. Эпитермальные золоторудные объекты: 1 – Маломир, 2 – Токур; Золоторудные объекты с попутными МПГ: 3 – Мурунтау (Узбекистан), 4 – Дуэг, 5 – Нежданинское, 6 – Юкинское р.п., 7 – Огонекское р.п. (Якутия), 8 – Даугыз (Узбекистан), 9 – Лотское р.п., 10 – Рокосуевское (Сахалин), 11 – Сухой Лог, 12 – Баддини расщепленный хлоритовый сланец (Индия), 13 – Олимпиадненское, 14 – Маломир руды, 15 – Баддини хлоритовый сланец, 16 – Баддини жильная зона, 17 – Саурей; Объекты с высокой платиноносностью: 18 – Майское (потенциально платиноносное), 19 – Даюн (Dayong, КНР), 20 – Сафоновское, 21 – Дучан (Duchang, КНР), 22 – Орангское, 23 – Тим-Ястребовская, 24 – Нанчан (Nanshan, КНР), 25 – сланцы Джабилука (Северная Австралия), 26 – Набарлек (Северная Австралия), 27 – руда Джабилука, 28 – Серра Пелада (Бразилия), 29 – Тим-Ястребовская_1, 30 – рудный метасоматит Джабилука, 31 – Голд Ридж (Северная Австралия).

ношений окислов химических элементов и их сумм. В основу положена методика Я.Э. Юдовича с соавторами [10]. Для каждого объекта вычислены модули: гидролизный ($ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$), железный ($ЖМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO) / (Al_2O_3 + TiO_2)$), фемический ($ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO) / SiO_2$), титановый ($ТМ = TiO_2 / Al_2O_3$), нормированной щелочности ($НКМ = (K_2O + Na_2O) / Al_2O_3$), алюминиевый ($АМ = Al_2O_3 / SiO_2$) и щелочной ($ЩМ = K_2O / Na_2O$) и дополнительно модуль общей щелочности ($ОЩМ = (K_2O + Na_2O)$).

Анализ величин распределения модулей показал, что наибольшие различия между золотоносными и платиноносными объектами имеют модули ОЩМ и ЩМ (рис.)

Объекты на рисунке упорядочены по величине ОЩМ. На диаграмме отчетливо проявлено уменьшение суммы окислов калия и натрия от эпитермальных объектов

(более 7 % – Маломыр, Токур) к платиноносным (менее 1 % – Серра Пелада, Голд - Ридж, Тим-Ястребовская зона). Для прочих платиноносных объектов ОЦМ не превышает 4 %, составляя в среднем 2.19 %. Следует отметить, что на месторождении Маломыр при минералого-геохимическом и технологическом изучении руд выявлено три этапа минерализации, включая эпитеpmальный, что проявляется и в петрохимических характеристиках (см. №№ 1 и 14). Уменьшение ОЦМ сопровождается отчетливыми высокими отношениями K_2O к Na_2O при вариациях от 4 до 40 единиц.

Для объектов повышенной платиносности, по сравнению с другими, наиболее низкие значения отмечены для НКМ (до сотых долей), ЖМ – наиболее высокие и достигают 4-х единиц (Тим-Ястребовская зона), ГМ для большинства объектов повышенной платиносности наиболее высокие (до 1.18 – Набарлек), хотя для месторождений КНР (Дучан, Нанчан, Даюн) он не превышает трех десятых.

Анализ литературных данных показывает, что благородные металлы накапливаются в зонах метасоматических преобразований, часто вне зависимости от гранулометрического состава терригенных толщ, но при отчетливо проявленной корреляции с интенсивностью изменений [2, 4, 6, 9, 11]. Это находит свое отражение и при анализе отношения K_2O к Na_2O . Наиболее полно анализы пород, измененных разной степени, опубликованы для месторождения Джабилука [6]. Величина ЦМ изменяется в слабо и интенсивно измененных породах (соответственно): амфиболиты – 1.2, 193; долериты – 0.2, 135; песчаники – 1.0, 32; псаммитовые сланцы – 0.9, 160; пелитовые сланцы – 3.8, 35; урановая руда – 40 при суммарном содержании окислов (ОЦМ) 1.23 %. Величина ОЦМ для неизмененных пород обычно выше на 1–3 % по сравнению с интенсивно измененными. Это может происходить либо при доминирующем выносе натрия, либо при дорудных метасоматических процессах с выносом как натрия так и калия с последующим привнесом калия при формировании руд.

Вопрос об источнике благородных металлов и других элементов остается дискуссионным поскольку гидротермальные процессы могли сформировать рудную минерализацию как за счет глубинных источников, так и за счет мобилизации из осадочных толщ при их сингенетичном накоплении.

Обобщая данные можно сделать вывод, что потенциально интересными для поисков промышленных объектов МПГ в терригенно-черносланцевых, в том числе углеродистых, толщах являются гидротермально измененные породы с повышенной железистостью, пониженной суммой щелочных металлов при высоком отношении калия к натрию. Причем эти признаки объектов, содержащих повышенные концентрации МПГ, проявлены независимо от возраста, территориальной принадлежности, а также рудолокализирующих структур. Важным геохимическим признаком повышенных концентраций благородных металлов во многих черносланцевых толщах является их повышенная, нередко промышленная, ураноносность.

В результате можно наметить схему работ с целью локализации площадей для поисков МПГ: 1. Составить карту (-ы) распространения черносланцевых толщ с отображением их углеродистости (при наличии данных); 2. Проанализировать карты многоканальной аэрогеофизической съемки и выделить области пониженных полей калия с локальными низко контрастными аномалиями; 3. В пределах областей, выделенных по калию, осуществить анализ геологического строения территории с целью выявления потенциальных рудолокализирующих структур; 4. Собрать сведения о метасоматических изменениях пород на потенциально перспективных территориях;

5. Провести детальное профильное опробование разрезов с последующими минералого-геохимическим и петрохимическими исследованиями; 6. В зависимости от результатов наметить проведение детальных работ или перейти к исследованию других объектов. Сбор и анализ материалов в современных условиях наиболее целесообразно осуществлять с широким использованием геоинформационных систем (ГИС).

Литература

1. Митрофанов Г.Л. и др. Критерии прогнозирования комплексного платино-полиметалльного оруденения в углеродистых осадочных формациях // Платина России / Сб. науч. трудов. Т. VI. М.: ООО "Геоинформмарк", 2005. 320 с.
2. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
3. Парада С.Г. Условия формирования и золотоносность черносланцевых комплексов Амуро-Охотской складчатой области: Автореф. дис. ... док-ра геол.-минер. наук. Ростов-на-Дону. 2004.
4. Sener A.K. and all. Epigenetic gold-platinum-group element deposits: examples from Brazil and Australia. 2002. Trans. Inst. Mining Metall. 111, B65-B73.
5. A world class uranium province virtually unexplored/Uranium Equities/ <http://www.uel.com.au/discover/exploration-assets/nabarlek-project.html>.
6. Винокуров С.Ф., Омеляненко Б.И. О формационной принадлежности околорудных метасоматитов урановых месторождений «типа несогласия» Северной Австралии // Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 53–63.
7. Золоторудное поле Колар. М.: Наука, 1988. 232 с.
8. C. Manikyamba and all. Geochemistry of Paleoproterozoic black shales from the Intracontinental Cuddapah basin, India: implications for provenance, tectonic setting, and weathering intensity/ Precambrian Research 162 (2008) 424–440.
9. Н.М. Чернышев Золото-платинометалльное оруденение в докембрийских черносланцевых толщах и метасоматитах Воронежского кристаллического массива – основа создания Центрально-Российской минерально-сырьевой базы благородных металлов XXI в // Платина России / Сб. науч. трудов. Т. III. М.: ООО "Геоинформмарк", 1999. С. 226–241.
10. Юдович Я.Э. и др. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.
11. Петров О.В. и др. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и миграция Северо-Запада России. Петрозаводск. Институт геологии КарНЦ РАН. 2007. С. 292–296.

Н.С. Остапенко, О.Н. Нерода

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ
ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СТРУКТУРАХ АМУРСКОГО
МИКРОКОНТИНЕНТА**

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В границах Амурского микроконтинента золоторудные месторождения сосредоточены в основном в его северной части, где ассоциируют с раннемеловыми магматами вулcano-тектонических структур (ВТС) Умлекано-Огоджинского вулcano-плутонического пояса (УОВПП). В их числе месторождения Буриндинское, Покровское, Пионер, Боргуликан, рудопоявления Топазовское, желтунак и др. Месторождение Прогнозное приурочено к Кудринской ВТС, расположенной на стыке Туранского блока и Зее-Буреинской депрессии в восточной части микроконтинента. В строении всех месторождений выделяются два структурных этажа. Нижний, сформированный в дораннемеловое время, сложен дислоцированными терригенными отложениями поздней юры и прорывающими их гранитоидами раннего мела (месторождения Буринда, Покровское, Пионер), ранне-среднепалеозойскими метаморфизованными осадками (месторождение Боргуликан) или сложен позднепалеозойскими гранитоидами (месторождение Прогнозное). Верхний этаж сложен раннемеловыми вулканитами покровной, экструзивной и субвулканической фаций.

На завершающем этапе коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского микроконтинента в рассматриваемых комплексах пород фундамента возникли субмеридиональные разрывные и сколовые структуры северо-западного и северо-восточного простирания, послужившие причиной возникновения в его коре горстов и грабенов. Некоторые из нарушений стали каналами проникновения магматических расплавов для формирования магматических тел в верхней части земной коры или для вулканических накоплений на ее поверхности. Они же являлись каналами для проникновения в верхние горизонты коры магматогенных рудообразующих флюидов. В благоприятных геологических условиях ими были сформированы постмагматические золоторудные месторождения. В одних случаях оруденение располагается преимущественно на границе верхнего и нижнего структурных этажей в тесной ассоциации с субвулканическими телами (месторождения Пионер и Покровское-1). В других случаях крутозалегающие жильные тела проникали на некоторую высоту в основание вулканогенных накоплений за счет трансляции разломов фундамента в вулканогенный этаж еще на раннем этапе развития ВТС (месторождение Буринда и участок Покровка-3). Разломы и минерализация экранировались сформировавшимися в более позднее время и потому менее нарушенными и менее проницаемыми туфовыми и лавовыми накоплениями завершающего этапа вулканизма. Минерализация формировалась сближено во времени и пространстве с субвулканическими телами (штоками, дайками, силлами).

Позиция рудных месторождений в ВТС определялась участками сопряжения каналов поступления флюида с экранированными структурами (коллекторами флюидов). Для западной части УОВПП такими благоприятными структурами являлись грабены [1] с максимальными мощностями вулканитов. Вулканогенные экраны и ограничивающие локальные рудовмещающие структуры боковые тектонические

экраны способствовали возникновению и саморазвитию гидротермальных систем [2]. В процессе длительного подтока флюида и тепловой энергии в локальных экранированных гидротермальных системах, за счет возрастания флюидного давления создавались условия для гидрораскрытия трещин и минералоотложения в порах и полостях [3].

Месторождение Буринда размещается в Талданской вулканоструктуре, фундаментом которой является толща дислоцированных терригенных юрских отложений Осежинского прогиба и прорывающие их раннемеловые гранитоиды верхне-амурского комплекса. Верхний этаж ВТС сложен пологозалегающей толщей нижнемеловых андезитов талданской свиты, в состав которой входят андезиты, андезито-дациты, их лавобрекчии. Терригенный и вулканогенный комплексы пород по данным Н.Г. Коробушкина и В.А. Тараненко прорваны телами гипабиссальных гранодиоритов, монцоидиоритов и адамелитов раннемелового возраста и все вместе – дайками андезитов, андезито-дацитов, гранит-порфиров в указанной последовательности [4]. Ориентировка интрузий, даек и рудных жил месторождения подчинена разломам северо-восточного простирания. Этой же системе разломов в фундаменте дораннемелового заложения подчинен контур ВТС в целом. Жильные тела формировались в тесной пространственной и временной связи с комплексом даек андезитов и андезито-дацитов раннего мела завершающего этапа формирования ВТС.

На **рудопроявлении Топазовское**, размещающемся в андезитах и дацитах западной периферии Талданской ВТС, в аналогичных условиях с Буриндинским месторождением, зоны метасоматоза, крутозалегающие кварцевые жилы и субвулканические тела контролируются нарушениями северо-восточного простирания.

Покровское золото-серебряное месторождение формировалось наиболее динамично. Отложившаяся в Ушумунском прогибе Амурской плиты толща J_3 терригенных пород в конце верхней юры была дислоцирована и прорвана многочисленными мощными крутозалегающими дайкообразными телами крупновкрапленных гранит-порфиров, а позднее была прорвана крупным телом гранитоидов раннего мела, имеющим плитообразную форму и по геофизическим данным мощность 1–2.5 км [5]. На завершающем этапе становления раннемеловых гранитоидов Сергеевской интрузии, в ее теле был сформирован пояс мелкопорфировых даек гранит-порфиров северо-западного простирания.

В раннем же мелу, вследствие интенсивного поднятия этой территории, процессами эрозии гранитоиды Сергеевского и соседнего Ольгинского массивов были выведены на поверхность. Последующее формирование Тынды-Улунгинской ВТС привело к перекрытию гранитоидного и терригенного комплексов пород вулканическими накоплениями мощностью не менее 500 м, трансляции разломов фундамента в основание вулканической толщи и созданию благоприятных условий для формирования скоплений руд этого месторождения вблизи жерла палеовулкана. Развившаяся сеть нарушений в верхней части массива гранитоидов обусловила, по нашим данным, формирование в них на участке Покровское-1 под экраном вулканитов сближенных крутозалегающих кварцевых тел и жильно-прожилковых зон преимущественно северо-восточного, и лишь отчасти северо-западного, простираний, а вулканитах участка Покровское-3 – рудоносных зон преимущественно северо-западного простирания. Разграничивающий эти участки крутозалегающий Сергеевский разлом северо-западного простирания обусловил автономное развитие северо-восточ-

ного фланга месторождения, в котором промышленное оруденение сформировалось преимущественно в туфобрекчиях нижней части верхнего вулканогенного этажа. Нарушения, вмещающие крутозалегающие кварцевые тела в вулканитах, возникли за счет трансляции разломов из нижнего структурного этажа еще до внедрения в гранитоиды рудоконтролирующего силла дацитов. Межпластовые тектонические срывы в вулканитах способствовали формированию у крутозалегающих кварцевых тел серий пологих апофиз, реже самостоятельных пологозалегающих тел.

Крутое залегание и северо-восточное простирание имеют установленные в раннемеловых андезитах зоны кварцевых брекчий, жилы и прожилковые зоны **рудоявления Желтунак**, размещающегося в 30 км восточнее Покровского месторождения, ближе к осевой части Тыгда-Улунгинской ВТС. Они тесно ассоциируют с субвулканическими телами андезито-дацитов и дацитов.

Месторождение Пионер расположено севернее Покровского месторождения в аналогичной с ним позиции, а именно, на сочленении крупного Ольгинского гранитоидного массива и толщи верхнеюрских терригенных отложений Ушумунского прогиба. Здесь проходит зона сближенных крутозалегающих разломов северо-восточного простирания, пересекающих гранитоиды и вмещающие их терригенные породы. Эти тектонические зоны контролируют размещение скопления субвулканических тел диорит-порфиритов и андезитов [5]. Покровные вулканиты, под экраном которых сформировались субвулканические тела порфиритов и золотое оруденение, эродированы. Жильно-прожилковые зоны контролируются крутозалегающими разломами в основном северо-восточной ориентировки и имеют тесную пространственную и генетическую связь с субвулканическими телами диорит-порфиритов.

Боргуликанское месторождение комплексных порфировых руд с медью, молибденом и золотом располагается у северной границы Амурского микроконтинента в грабенообразной Арбинской вулканической структуре [4]. Это также динамично развившийся в раннемеловое время блок пород с образованием в гранитоидах основания ВТС локальных горстов и грабенов, контролируемых разломами северо-восточного и отчасти северо-западного простирания, накоплением покровных вулканитов и формированием последовательной серии субвулканических тел. Последние представлены кварцевыми монцодиоритами и дайками гранодиорит-порфиритов и порфиритов. Разломы северо-восточного простирания контролировали магматические тела и флюидопотоки, формирующие зоны метасоматитов с наложенной жильно-прожилковой комплексной медно-молибден-порфировой с золотом минерализацией.

Месторождение Прогнозное расположено в восточной периферии Кудринской ВТС, принадлежащей Западно-Туранской вулканической зоне. ВТС сложена накоплениями андезитов станюлинской свиты K_1 в основании и риолитами яуринской свиты в верхней части разреза, которые перекрывают гранитоиды палеозоя и триаса [4]. Крутозалегающие кварцевые жилы субмеридионального и северо-восточного простираний тесно ассоциируют с жерловинами палеовулкана.

Все охарактеризованные золоторудные и комплексные месторождения, сформировавшиеся в раннем мелу на разном удалении от северного ограничения Амурского микроконтинента, имеют много общего. Они сформировались на одном временном отрезке, в наиболее динамично развивающихся тектоноблоках в малолубинных экранированных структурах, и в тесной связи с магматическими (вулканическими) процессами. Их кварцево-жильные тела, жильно-прожилковые зоны и метасо-

маститы контролировались системами тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простираний или одной из них и пространственно ассоциируются с наиболее поздними субвулканическими телами. Отмеченные черты сходства геологических условий локализации месторождений в ВТС Амурского микроконтинента являются следствием одной причины – наследования рудовмещающими комплексами пород ВТС деформаций фундамента, возникших в процессе его коллизии с Северо-Азиатским кратоном в позднем палеозое – раннем мезозое [6]. Разломы коры коллизионного этапа развития микроконтинента, подновляясь в раннемеловое время, становились путями перемещения к поверхности магматических расплавов глубинных очагов для формирования различных магматических тел и вулканических накоплений и путями продвижения магматогенных флюидов завершающей стадии развития очагов для формирования в благоприятных структурах постколлизионного оруденения.

Литература

1. Константинов М.М., Политов В.К., Новиков В.П. и др. Геологическое строение золоторудных районов вулкано-плутонических поясов Востока России // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 287–303.
2. Остапенко Н.С. Саморазвитие экранированных гидротермальных систем и гидроразрыв в структуро- и рудообразовании. (Общая модель формирования гидротермальных месторождений.) // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 6. С. 789–792.
3. Остапенко Н.С., Нерода О.Н. Флюидное давление и гидроразрыв пород при гидротермальном рудообразовании (на примере золоторудных месторождений) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 3. С. 89–105.
4. Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П. и др. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков. Благовещенск: КПР Амур. обл., 2000. 168 с.
5. Власов Н.Г., Дмитренко В.С., Капанин В.П. и др. Приамурская золоторудная провинция // Золоторудные месторождения России / Отв. ред. М.М. Константинов. М., 2010. С. 187–212.
6. Сорокин А.А. Геодинамическая эволюция восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. СПб., 2005. 48 с.

М.С. Распопин^{1,2}, А.В. Викулин¹

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДНОГО
МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

¹*Институт вулканологии и сейсмологии, г. Петропавловск-Камчатский*

²*ЗАО НПК «Геотехнология», г. Петропавловск-Камчатский*

Введение

Основными геолого-промышленными типами месторождений никеля и кобальта являются магматические сульфидные медно-никелевые, гипергенные силикатные никелевые коры выветривания, гидротермальные арсенидные и сульфоарсенидные никель-кобальтовые месторождения. Сульфидные медно-никелевые месторождения (37 % мировых запасов никеля и более 10 % кобальта) генетически связаны с дифференцированными массивами ультраосновных и основных магматических пород. Медно-никелевые рудные тела располагаются преимущественно в придонной части интрузивов, а иногда во вмещающих интрузивы породах. Руды представлены вкрапленными и прожилковыми разностями, в меньшей степени – сплошными и брекчиевидными. Рудные тела имеют, как правило, крупные размеры: протяженность по падению и простиранию до нескольких километров, мощность до 100 м; плитообразные, пластообразные, линзообразные, жилообразные и более сложные формы; залегают субгоризонтально, реже полого- или крутонаклонно. Главными минералами руд являются пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит. Руды содержат никель, медь, кобальт, платиноиды, а также селен и теллур, золото, серебро и серу [2].

Общепринятая модель формирования месторождений

Месторождения сульфидных медно-никелевых руд, согласно общепринятой схеме [1], приурочены, как правило, к лополитоподобным или плитообразным массивам габброидов, которые в свою очередь связаны с зонами глубинных разломов. Во время формирования месторождения, первично-рудноносный расплав, содержащий сернистые соединения металлов, поступал по глубинному разлому. В последующем происходила ликвация (разделение) остывающего расплава на две не смешивающиеся жидкости - силикатную и сульфидную. Образовавшиеся в результате ликвации магмы сульфидный и силикатный расплавы в дальнейшем кристаллизовались независимо друг от друга. При отвердевании силикатного расплава образовывались магматические породы габбро-перидотитового состава, а при кристаллизации сульфидного расплава возникли залежи сульфидных руд. Такие залежи концентрировались близ донной части чашеобразных массивов родственных им магматических пород, проникая в виде секущих рудных тел, как в верхние части массивов, так и в подстилающие их осадочные породы (рис. 1).

Среди сульфидных месторождений наиболее характерными являются медно-никелевые месторождения ликвационного происхождения. Согласно «Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых», утвержденной приказом МПР России от 11 декабря 2006 г. № 278. по размерам и форме рудных тел, изменчивости их мощности, внутреннего строения и особенностям распределения никеля месторождения никелевых руд соответствуют 1-, 2- и 3-й группам сложности.

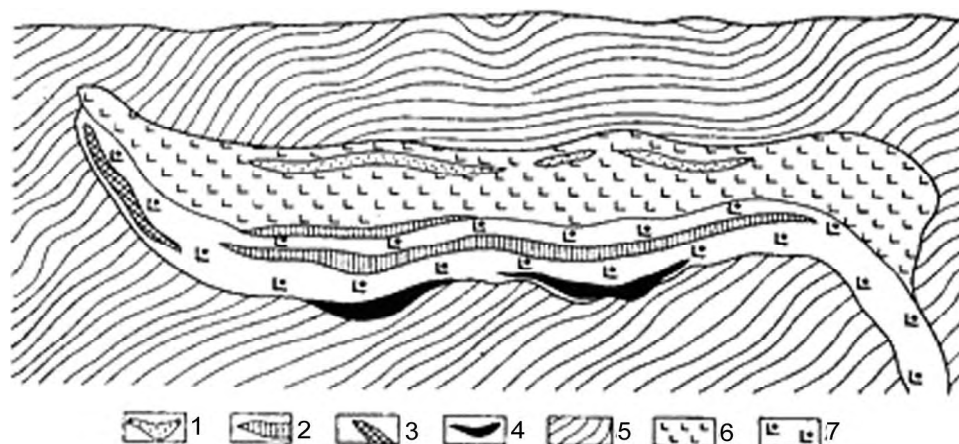


Рис. 1. Схема размещения залежей медно-никелевых руд тектоно-магматического происхождения в рудоносном интрузиве [1].

1 – верхние линзообразные залежи убоговкрапленных пирротиновых руд, 2 – нижние пластовые залежи густовкрапленных сравнительно богатых медью никелевых руд, 3 – боковые линзообразные залежи густовкрапленных медно-никелевых руд, 4 – донные залежи сплошных массивных богатых руд, 5 – породы, вмещающие рудоносный интрузив, 6 – близповерхностные габбро (габбро-долериты), 7 – пироксениты.

Типичным примером медно-никелевых руд, относящихся к первой группе, является месторождение Норильск-1 (рис. 1). Оно сформировалось на активизированной платформе и расположено в пределах обширного Норильского рудного района, приуроченного к сочленению Сибирской платформы и Енисейской зоны складчатости. Интрузия Норильск-1, прослеживается на расстояние до 20 км и более в виде пологосекущих межформационных вытянутых лентовидных, уплощенных трубообразных и лополитоподобных тел мощностью от 50 м до 300 м, шириной 500–2000 м [3]. Сульфидное медно-никелевое оруденение на месторождении Норильск-1 сформировалось в подошве интрузивного тела, сложенного габбро-диабазами, застывшими вблизи поверхности. Это интрузивное тело по форме напоминает корытообразную залежь с крутыми бортами. Интрузивное тело, пересекая в очень косом направлении пологозалегающие слои различных эффузивных и осадочных пород внедрялось вышележащие горизонты. При внедрении тело расслоилось на полосы различного состава. Некоторые из них включали рудный расплав сульфидов железа, меди и никеля, закристаллизовавшийся позднее силикатного расплава. Образовалось несколько таких слоев рудного расплава, давших начало формированию расположенным друг над другом (подобие слоеного пирога) горизонтам вкрапленных ликвационных руд. При внедрении массива габбро-диабазов сульфидный расплав, находившийся в его подошве, частично проник в постилающие породы. В них возникли вкрапленность и тонкие прожилки сульфидов, а в некоторых трещиноватых участках песчанико-сланцевых пород также линзы сплошных руд. После формирования сульфидных медно-никелевых рудных тел, тектоническая активность проявлялась слабо [5].

Ярким примером месторождений второй группы является Талнахское месторождение, находящееся в Норильском рудном районе. На Талнахском месторождении рудоносный расплав образовался ликвационным путем на глубине, в пределах

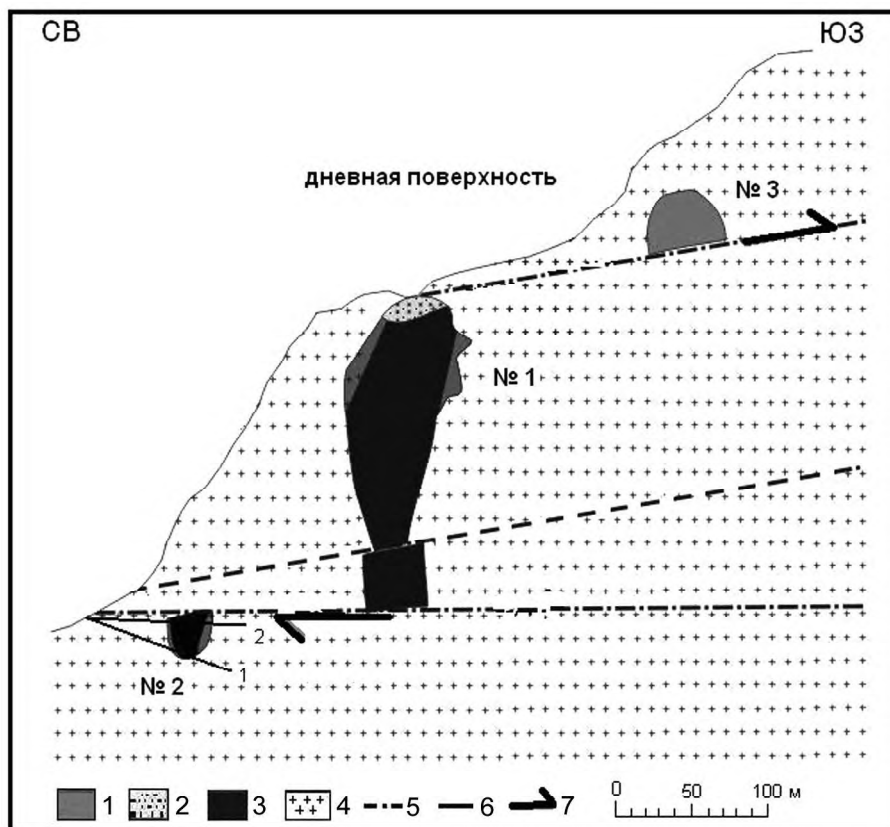


Рис. 2. Схематический геологический разрез рудных тел месторождения «Шануч». 1 – вкрапленные руды, 2 – гранитойдный массив, 3 – окисленные, выщелаченные руды, 4 – массивные, густо вкрапленные руды, 5 – предполагаемые тектонические разломы, 6 – буровые экспоразведочные скважины, 7 – направления предполагаемых плоскостей сдвига.

гипотетического магматического очага [1]. Интрузив проник в днище пологой синклинальной складки и в результате тектонических движений этот участок складки оказался нарушенным. В дальнейшем в разрывы, возникшие в процессе тектонических движений, на границе подошвы тела габбро и подстилающих его песчаников, внедрился рудоносный расплав. Раскристаллизовавшись, расплав образовал залежь сплошных сульфидных руд. Таким образом, данное месторождение было подвержено тектонической деятельности, вследствие чего рудные тела месторождения были преобразованы в незначительной степени.

Тектоническая модель образования рудных тел месторождения «Шануч»

Ликвационное месторождение «Шануч», является примером месторождений третьей группы. В соответствии с представлениями по образованию аналогичных магматических месторождений, месторождение «Шануч» возникло в процессе внедрения рудосиликатной магмы, содержащей сернистые соединения металлов и последующей за ним кристаллизации. Рудосиликатная магма при кристаллизации разделя-

лась на две не смешивающиеся жидкости - силикатную и сульфидную. При кристаллизации сульфидной жидкости образовывались рудные тела, а при кристаллизации силикатной – магматические породы [4]. Таким образом, в соответствии с представленными данными о других аналогичных месторождениях, можно было бы ожидать, что на месторождении “Шануч”, после внедрения и кристаллизации магматического расплава, существовало одно единое рудное тело. В дальнейшем рудное тело, вследствие тектонических сдвигов, было разорвано на отдельные рудные тела, наиболее изученными из которых на сегодняшний день являются рудные тела № 1, 2, 3 (рис. 2).

Приведенные данные по предполагаемым тектоническим нарушениям основаны на выделении их комплексными геофизическими исследованиями и в дальнейшем были подтверждены анализом керн 230 экспло разведочных скважин, которые были пробурены на месте залегания рудных тел. Предположительный отрезок времени, в который могли произойти данные тектонические подвижки от 65–45 млн лет Т.е в этот период существовала наиболее значительная тектоническая активность на Камчатке. В подтверждение представленной модели так же можно рассматривать данные химической лаборатории по образцам проб керн трех рудных тел. Проведенный анализ образцов показывает, что рудное тело № 3 состоит преимущественно из вкрапленных руд, рудное тело № 1 и 2 из массивных руд. Это говорит о том, что после внедрения рудоносного расплава, вследствие гравитационного отделения, более тяжелые элементы осаждались в придонной части, образуя скопления массивных руд, а более легкие вкрапленные руды, кристаллизовались уже в верхней части интрузива. И в дальнейшем единое рудоносное тело, вследствие тектонической деятельности, было разорвано на отдельные тела.

Выводы

Приведенные данные показывают, что в зависимости от геологической и/или тектонической обстановки внедренные сульфиды либо оставались на месте (Норильск-1), образуя скопления сингенетичных руд, либо проникали в горизонтально расположенные трещины в теле интрузива и зоны дробления по контакту с вмещающими породами (Талнахское), формируя “отщепленные” тела медно-никелевых руд, либо реализуя оба механизма и тектоническую деятельность (Шануч), образовывали рудные тела более сложной формы. Таким образом, мы видим, что формирование месторождений в значительной степени зависит от геологической и/или тектонической обстановки, имевшей место при формировании месторождения.

Литература

1. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений. М.: Недра, 1978. 223 с.
2. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
3. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
4. Распопин М.С., Викулин А.В., Тектоно-магматическая модель образования ликвационного сульфидного месторождения и его геофизическая характеристика на примере рудных тел Шанучского рудного поля // Материалы конференции посвященной дню Вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИвИС ДВО РАН, 2010. 216 с.
5. Смирнов В.И., Гинзбург А.И. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1986. 360 с.

**Е.В. Скляр¹, В.С. Федоровский², А.Б. Котов³, А.В. Лавренчук⁴,
А.М. Мазукабзов¹, А.Е. Старикова⁴**

**ИНЪЕКЦИОННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ И СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫЕ
КОМПЛЕКСЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ**

¹*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

²*Геологический институт РАН, г. Москва*

³*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

⁴*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

Карбонатные и карбонатно-силикатные породы в разнообразных структурах земной коры по своему генезису разделяются на три типа: осадочные, магматические и гидротермально-метасоматические. Абсолютно преобладающее количество карбонатных пород имеет первично осадочную природу при том, что значительная их часть претерпела минеральные и структурно-текстурные преобразования при метаморфизме. Магматические карбонатные и карбонатно-силикатные породы - карбонатиты – являются продуктами кристаллизации магм, мантийная природа которых обоснована изотопно-геохимическими, минералогическими и экспериментальными данными. Для них характерен специфический набор аксессуарных минералов и обогащенность рядом элементов, не свойственная осадочным карбонатам. Гидротермально-метасоматические карбонаты (жилы и околожильные зоны карбонатизации) отличаются низкими температурами образования (менее 300°C). Реже встречаются проявления карбонатсодержащих пород с признаками интрузивного внедрения и осадочными изотопно-геохимическими характеристиками, которые не относятся ни к одному из отмеченных типов.

Г.Б. Ферштатером и Е.В. Пушкаревым [1] в офиолитах Кимперсайско-Хабаринского комплекса были описаны жильные карбонатные (кальцитовые и доломитовые) тела и зоны брекчий с кальцитовым цементом, которые по предположению авторов являются продуктами плавления осадочных карбонатов. В Гималаях были описаны карбонатные тела, характеризующиеся признаками интрузивного внедрения, однако изотопно-геохимические и минералогические особенности свидетельствуют об их формировании в результате плавления осадочно-карбонатного субстрата [2]. Коровые карбонатные и силикатно-карбонатные выплавки были также зафиксированы в каледонидах Норвегии [3] и в палеопротерозойских комплексах Северо-Китайского кратона [4]. Подобные образования были выявлены в пределах раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы [5, 6] и характеризуются здесь широким разнообразием минерального состава и характера проявления.

Жильные тела доломитовых и кальцитовых “мраморов” (кавычки поставлены, поскольку мраморы – по определению осадочные породы), а также кальцифиров, выявлены в береговых обнажениях Байкала на отрезке Тажеранская бухта – Бугульдейка среди породных комплексов разного состава, по восточному побережью о. Ольхон и в пределах Тажеранского массива сиенитов [6, 7]. Наиболее протяженные жилы кальцитовых “мраморов”, прослеженные на 100–200 м, зафиксированы в габброидах Крестовского массива (рис., С). Чаше подобные жилы, мощностью от 0.5 до 3 м, встречаются в амфиболитах. Эти жилы субконформны полосчатости в амфиболитах (рис., D), однако их секущее положение по отношению к вмещающим

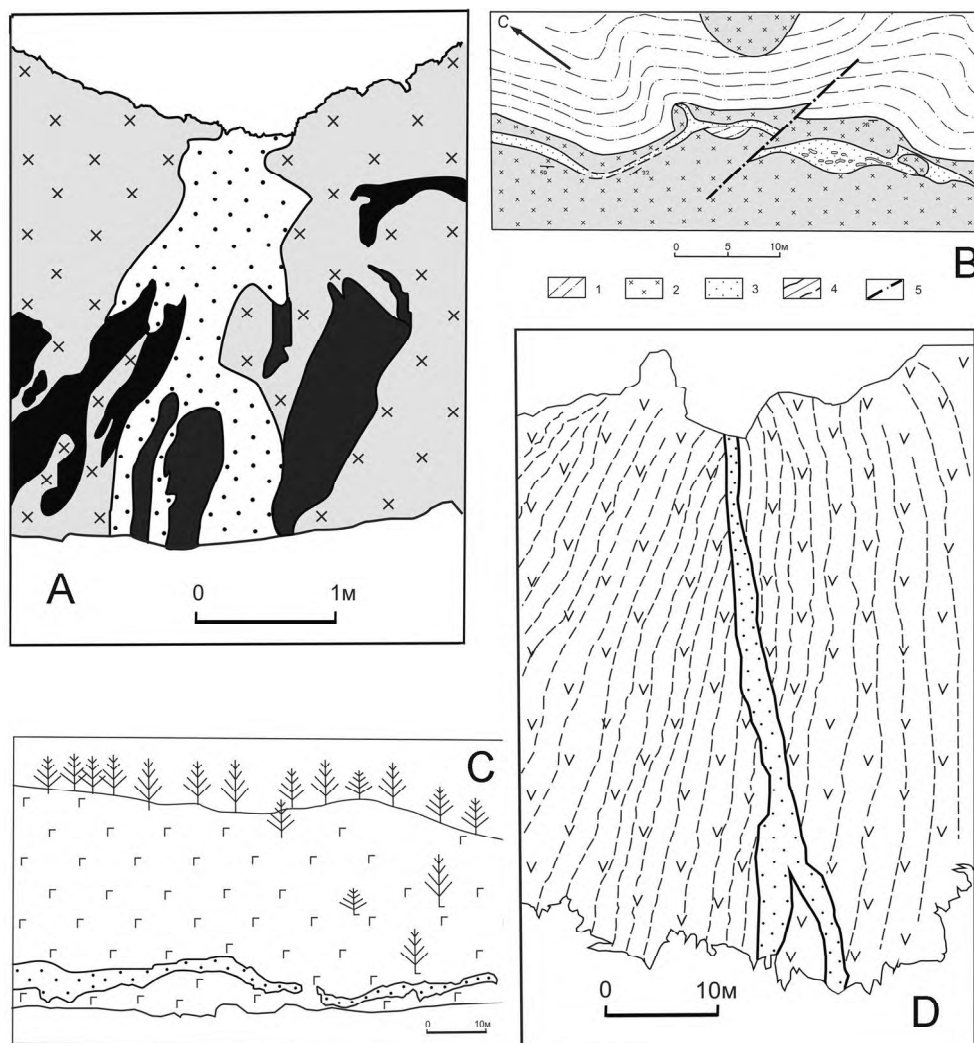


Рис. Жильные тела “мраморов” и кальцифиров в пределах Ольхонской коллизии. А – жила бруситовых “мраморов” (белое) в сиенитах (серое), прорванных дайками субщелочных габброидов (черное); В – жила кальцитовых “мраморов” в амфиболитах (штриховкой показаны элементы полосчатости в амфиболитах); С – фрагмент пологопадающей жилы кальцитовых “мраморов” в габброидах Крестовского массива; А-С – рисунки по фотографиям. D – детальная геологическая карта жилы гранат-пироксеновых кальцифиров в нефелиновых сиенитах: 1 – гранулиты основного состава; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – гранат-пироксеновые кальцифиров; 4 – геологические границы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 5 – разрывные нарушения.

породам достаточно очевидно. Они сложены кальцитовыми или доломитовыми “мраморами”, реже кальцифирами. Характер проявления мраморных жил свидетельствует об их синтетектонической (синколлизии) природе.

В пределах Тажеранского массива сиенитовые жилы проявления карбонатных и карбонатно-силикатных пород характеризуются наибольшим разнообразием. Здесь встречаются жилы бруситовых, кальцитовых и доломитовых “мраморов”, а также каль-

цифиров с широкими вариациями минерального состава. Они прорывают и сиениты, и более поздние субщелочные габброиды (рис., А). В пределах массива зафиксированы своеобразные взаимоотношения силикатных и карбонатных пород, позволившие выдвинуть гипотезу о силикатно-карбонатном минглинге [5–7]. В полях развития карбонатных пород нередко присутствуют участки, насыщенные телами сиенитов. Сиениты имеют будинообразную форму, а размеры тел могут варьировать от первых до нескольких десятков метров. На одном из детально закартированных участков нефелиновые сиениты слагают разноразмерные будинообразные включения в бруситовых мраморах. В сиенитах отчетливо проявлена трахитоидность и отсутствуют признаки огнейсования, как в центральных, так и в краевых частях тел. Комплекс геолого-структурных признаков фатально противоречит как варианту будинированного тела сиенитов в мраморах, так и варианту обнажения на поверхности апикальных тел сиенитов, возможно объединяющихся на глубине в более крупный массив. Что касается будинажа, то невозможно представить себе этот процесс без пластичных и вязко-пластичных деформаций в краевых частях будин. А именно таковые отсутствуют полностью. Зато хорошо выражена кристаллизационная трахитоидность и нередкие приуроченные к зоне контакта высокотемпературные метасоматиты, которые иногда полностью окружают будины. Прорыванию же мраморов сиенитами явно противоречат очень малые размеры некоторых будин, а также нередко наблюдаемая бескорневая форма тел. Единственно возможное объяснение описанных взаимоотношений, по нашему мнению, заключается в синхронном внедрении карбонатного и силикатного расплавов. Более высокая температура кристаллизации сиенитового расплава приводила к обособлению “капель” расплава в маловязком карбонатном матриксе.

На площади еще одного детально закартированного участка (рис., В) жила пироксен-гранатовых кальцифиров пересекает нефелиновые сиениты у контакта последних с ксенолитом базитовых гранулитов. В раздвиге жилы присутствуют многочисленные линзы нефелиновых сиенитов (от 5 до 30 см по длинной оси), которые, как и на предыдущем участке, не обнаруживают признаков пластических деформаций. Внедрение карбонатов произошло после начала кристаллизации сиенитов в краевой части массива, центральные части которого оставались в расплавленном или частично закристаллизованном виде. Их порции могли “впрыскиваться” в маловязкую карбонатную среду с образованием линзообразной формы выделений сиенитов по мере остывания всей системы.

В качестве инъекционных карбонатов в Западном Прибайкалье можно рассматривать также зоны мраморного меланжа, разнообразные по конфигурации, мощности карбонатов и составу силикатных обломков [7, 8]. Они могут представлять собой краевые части мощных пластин мраморов или слагать самостоятельные тела варьирующей мощности (от нескольких до сотен метров). По составу силикатных обломков они подразделяются на мономиктовые (например, только контактирующие амфиболиты) или полимиктовые (гнейсы, гранулиты базитового состава, кварциты, габброиды и т.п.). Нередко тела мраморного меланжа имеют близкую к жильной форму.

Процессы плавления силикатных пород в земной коре многочисленны и хорошо известны. Для карбонатных же пород такая возможность отвергалась, поскольку температура плавления карбонатов в “сухих” условиях слишком высока. Однако экспериментально было доказано, что в присутствии водного флюида плавление каль-

цита начинается при 740°C, а при добавке MgO – при 600°C [9]. Опираясь на эти результаты и термодинамические расчеты, Д.Р. Ленц [10] обосновал возможность плавления карбонатов при воздействии флюидонасыщенных магм на карбонатную среду.

О терминологии. При описании инъекционных карбонатов Ю.Лью с соавторами использовали термин “карбонатитоподобные породы” [2], Ю. Ван с соавторами [4] – “коровые карбонатиты”, а Е.В.Скляровым с соавторами [5], – “квазикарбонатиты”. Однако понятие и наполнение термина “карбонатит” уже устоялось и предполагает мантийную природу, а также наличие соответствующих изотопно-геохимических и минералогических меток. Поэтому его применение, даже с добавками, вызывает отторжение у профильных специалистов. Нам представляется более удачным термин “карбоналит” “carbonalith”.

Литература

1. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Карбонатные породы в офиолитовом Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе (Южный Урал) // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1988. № 12. С. 27–37.
2. Liu Y., Berner Z., Massonne H.-J., Zhong D. Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. P. 105–120.
3. Roberts D., Zwaan K.B. Marble dykes emanating from marble layers in an amphibolite-facies, multiply-deformed carbonate succession, Troms, northern Norway // Geological Magazine. 2007. V. 144, N 5. P. 883–888.
4. Wan Y., Liu D., Xu Z., Dong C., Wang Z., Zhou H., Yang Z., Liu Z., Wu J. Paleoproterozoic crustally derived carbonate-rich magmatic rocks from the Daqinshan area, North China Craton: Geological, petrographical, geochronological and geochemical (Hf, Nd, O and C) evidence // American Journal of Science. 2008. V. 308. P. 351–378.
5. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1405–1423.
6. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Карбоналиты – продукты плавления метаосадочных пород в коллизионных обстановках: характер проявления и тектонические следствия // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя (М-лы XLIII Тектонического совещания). М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 261–264.
7. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 4. С. 331–418. http://gt.crust.irk.ru/article_25.html
8. Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
9. Fanelli, M.T., Cava, N., Wyllie, P.J. Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in CaO–MgO–CO₂–H₂O with applications to carbonatites. In: Morphology and Phase Equilibria of Minerals, Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association, Bulgarian Academy of Science: Sofia, 1986. P. 313–322.
10. Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology. 1999. V. 27. P. 335–338.

Л.Б. Сушкин

**О БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОМ ОРУДЕНЕНИИ В ЗОНЕ
ЦЕНТРАЛЬНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО РАЗЛОМА**

ООО “Проективест-ДВ”, г. Екатеринбург–г. Хабаровск

В последние 20 лет в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома были выявлены новые золоторудные объекты в Сооли-Тормасинском и Соболином рудных районах.

В геологическом отношении Сооли -Тормасинский потенциально рудный район (600 км²) принадлежит к Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоне Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы, где на структуры Западно-Сихотэ-Алинского синклинория наложены образования одноименной вулканогенной зоны, прослеживающейся вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома на 300 км.

Данный рудный район приурочен к центральной части Западно-Сихотэ-Алинской вулканогенной зоны на отрезке между нижними течениями рек Хор и Анюй. Положение района в зоне влияния крупного регионального глубинного разлома является одной из наиболее важных его особенностей. Целый ряд данных свидетельствует о вероятной рифтогенной природе этого протяженного линеамента.

В пределах Сооли – Тормасинского рудного района выделены два потенциально рудных узла: Лево – Тормасинский (245 км²) и Право – Соолийский (270 км²). В Лево-Тормасинском узле выявлены лишь мелкие слабоизученные проявления золота Верхнее Тормасу, Солнечный, Кварцевый и другие с убогими содержаниями золота [7]. Ранее, до конца 70-х годов, данный район считался потенциально оловоносным, с ним не связывали перспектив промышленной золотоносности. Лишь в 1977–1978 гг. при проведении геологического доизучения (ГДП -200) здесь было выявлено рудопроявление золота Болотистое (В.А. Дымович, 1979). Выводы В.А. Дымовича о перспективах россыпной золотоносности не были тогда по достоинству оценены. Лишь в 1997 году здесь были открыты промышленные россыпи золота [6]. Сейчас здесь завершается отработка золотых россыпей, ведутся поиски рудного золота. Выполненные поисковые работы позволяют сделать следующие главные выводы:

- Право-Соолийскому рудно-россыпному узлу золотой специализации отвечает крупная изометричная зонально построенная положительная морфоструктура центрального типа (вулcano – плутоническое поднятие Ш 35 км), отчетливо выраженная в рельефе, гидросети, геофизических и геохимических полях [6, 8].

- Болотистое потенциально рудное поле тяготеет к восточной, наиболее разрушенной и эродированной части этой морфоструктуры центрального типа (МЦТ), генетически связанной с глубинным (мантийным) очагом базитового магматизма.

Центральная часть морфоструктуры, охватывающая Болотистое рудное поле, контрастно выделяется и в физических полях [6]. Расположенная в центре Болотистого рудного поля интрузия габбро-диоритов, вмещающая часть рудоносных зон, отражается контрастной аномалией магнитного поля интенсивностью до 4000–4100 нТл, в пределах которой магнитное поле имеет концентрически зональный рисунок с диаметром кольцевой структуры около 10 км. В поле тяжести положение Право-Соолийского узла не проявлено зонами регионального разуплотнения, характерными для большинства золоторудных узлов региона. Напротив, характерна приуроченность

Болотистого рудного поля к краевой северной зоне положительной асимметричной гравитационной аномалии с эпицентром в южной части рудного поля. В более широком плане в целом весь Право-Соолийский золотоносный узел расположены в пределах мощной северо – восточной зоны высокого градиента силы тяжести, рассматриваемой нами как крупный магмоподводящий разлом, контролирующей цепь коровых и мантийных очагов [6–8].

Приуроченность характеризуемой морфоструктуры к положительной гравиметрической аномалии, вероятно, магматогенной природы, характер магнитного поля в пределах нее позволяют с высокой долей вероятности предположить здесь существование палеовулканогенной (вулканоплутонической) структуры центрального (очагового) типа, пространственно и, генетически связанной с дифференцированным глубинным базитовым магматическим очагом [9].

Глубинность заложения этого очага подтверждается результатами магнитотеллурического зондирования и развитием в центральной части поля тонкозернистых турмалинитов, вероятно, являющихся признаком воздействия на вмещающие породы глубинных борогидридных флюидов мантийного происхождения [6–8, 11].

- Основным элементом структуры рудного поля является центральная интрузия габбро-диоритов и сопряженная с ней сложнопостроенная многоярусная дайково – силловая система, представленная многочисленными субвертикальными дайками среднего и основного состава и серией 5–7 субгоризонтальных силлов среднего состава.

- Наиболее важными закономерностями локализации в Болотистом рудном поле штокверкового золотого оруденения является его приуроченность к приконтактовым частям центральной интрузии габбро-диоритов. Характерно, что наряду с главным магматическим каналом, выполнявшим впоследствии роль проводника рудоносных растворов, отмечается локализация части золотого оруденения и в субгоризонтальных силлах оруденения и в субгоризонтальных силлах порфиритов, в том числе в основном – в их нижней эндоконтактовой части [6–8].

Особенности оруденения свидетельствуют о том, что в генетическом отношении оно является магматогенно-гидротермальным постмагматическим, гипабиссальным, мезотермальным предполагаемой плутоногенно-вулканогенной природы. В рудно-формационном отношении оруденение можно отнести к кайнозойской мало-сульфидной золотой, золото-теллуровой, висмут-теллуровой типа) субформации золото-серебряной формации (золото- кварцевой группы формаций) с существенными содержаниями в самородном золоте ртути. Одновременно оно обладает и типоморфными признаками золото -редкометалльных формаций, также развитых как на Дальнем Востоке, так и на Северо-Востоке России [8, 9, 11].

Платиноидная палладиевая минерализация была установлена в Сооли-Тормасинском районе на рудопроявлении золота Болотистом в дельювии правого борта руч. Среднего еще до выявления здесь промышленных золота россыпей (Мирзеханов Г.С., Ятлукова Н.Г., 1996) [7]. Впоследствии, на этапе отработки золотоносных россыпей Болотистого россыпного узла примесь палладия была установлена при минералогических исследованиях россыпного золота [3].

Палладий является весьма важным индикационным микроэлементом россыпного золота из различных типов эродированных руд Болотистого поля, частота встречаемости которого составила 18 %. Его содержание составляет обычно первые граммы на тонну, достигая в отдельных случаях 10–20 г/т. В тех пробах золота, где установлен палладий, он коррелирует с медью, висмутом и теллуrom, что свидетельствует,

видимо, о их парагенетических связях. Примесь золота, меди, палладия и платины установлена и в антимоните [3]. В целом, по-видимому, требует изучения вопрос о роли медьсодержащих ассоциаций, как признака проявленности в районе благородно-металльного оруденения [3].

Пространственно близким аналогом оруденения Болотистого рудного поля является золото-медное оруденение месторождения Лазурное в пределах Соболиного золоторудного узла Центрального Сихотэ-Алиня. Данное месторождение расположено в аналогичной геолого-структурной обстановке, непосредственно в экзоконтакте зоны Центрально-Сихотэ -Алинского разлома, но в отличие от Болотистого – с противоположной восточной стороны зоны. Выявленное там золотое оруденение имеет близкие структурно – морфологические и вещественные характеристики [7, 9, 10]. Вместе с тем, на месторождении Лазурном, в отличие от Болотистого, в рудах доминирует тонкодисперсное упорное золото (69–70 %), отмечено в рудах значительное содержание серебра, не характерно развитие турмалинизации, присущей центральной части Болотистого рудного поля [7, 9, 10].

Очень важной особенностью руд месторождения Лазурного является не только высокое содержания золота (среднее 64.8 г/т), но также достаточно высокое содержание платины (до 9.34 г/т при среднем 2.17 г/т) и палладия (до 2.96 г/т при среднем 1.03 г/т), при среднем соотношении Pt / Pd равном 1. При этом, платиноидная минерализация тесно связана с пирротином и сфалеритом, и представлена самородной платиной, изоферроплатиной и куперитом [9, 10].

Учитывая общность структурного контроля месторождения Лазурное и Болотистого рудного поля зоной Центрально – Сихотэ – Алинского разлома, обладающего признаками крупных рифтогенных структур, выявление более масштабного платиноидного оруденения можно ожидать как в Болотистом рудном поле, Право-Соолийском узле, так и всем Сооли-Тормасинском районе. Это, тем более, актуально в связи с обнаружением в Болотистом рудном поле локальных участков густовкрапленных и массивных пирротин-халькопиритовых “псевдоликвационных” золотых руд. Все эти данные позволяют ставить вопрос о перспективах платиноносности в целом всей обширной зоны Центрально–Сихотэ-Алинского разлома (рифта ?), еще недостаточно изученной не только на платиноидное, но и золотое оруденение.

Необходимо отметить и положение Сооли -Тормасинского рудного района на продолжении т. н. “меймечитовой линии”, в пределах которой на Сихотэ-Алине установлено несколько районов распространения ультраосновных вулканитов: меймечитов, пикритов, пикрито-базальтов, авггитов, мончикитов, – в ассоциации с дуниитами, верлитами, клинопироксенитами и базальтоидами (в т. ч. многоэтажными силлами базальтов и габбро-диабазов) [5, 7]. Не смотря на то, что в районе таких пород не установлено, учитывая слабую петрохимическую изученность широко развитых в нем меланократовых магматитов, обнаружение отдельных глыб “серпентинизированных пироксенитов”, возможно, являвшихся ксенолитами (?), а также мантийное заложение магматического очага, здесь вероятно их более широкое распространение. В этой связи, установленная в районе платиноидная минерализация может быть генетически тесно связана с ультраосновными магматическими образованиями мантийного происхождения.

Отдельными исследователями отмечено большое сходство мезо-кайнозойских вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексов Камчатки и Сихотэ-Алиня [5,

7]. Имеющиеся материалы позволили нам независимо от этого сделать вывод о высоком сходстве геологического строения, состава продуктивного магматизма и золотого оруденения Болотистого рудного поля, и в целом Сооли – Тормасинского района с промышленными золоторудными полями Корякско-Камчатской рудоносной провинции, также генетически тесно связанными с мезо–кайнозойским магматизмом и андезит – базальтоидным вулканизмом (Абдрахимовское, Мутновское, Озерновское рудные поля и др.) [1, 2, 6–8, 11].

Учитывая установленную в самородном золоте Болотистого рудного поля значительную примесь меди и палладия, присутствие в рудной минерализации самой самородной меди с высокой примесью золота и палладия, самостоятельного более глубокого изучения заслуживает вопрос о перспективах выявления в этом районе золото – медно-платиноидной минерализации, выявленной в целом ряде районов мезо-кайнозойского базитового магматизма [1, 2, 4–8, 11].

Примером такого оруденения на Северо – Востоке России является платиноидно-медно-никелевое оруденение Шанучского рудного поля (85 км²) в Квинумском металлогеническом поясе на юге Камчатки, представленное месторождением Шануч, рудопроявлениями Графитовое и Геофизическое [2, 7], генетически тесно связанными с дайками измененных меловых базитов в зоне крупного разлома.

Литература

1. Прогнозирование и поиски месторождений золота. М.: ЦНИГРИ, 1989. 236 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. Иванов В.В., Замбрицкий А.И., Молчанова Г.Б. и др. Особенности минералогии золото-висмут-теллурического оруденения Сихотэ-Алиня // Современные проблемы металлогении. Конференция, посвященной 90-летию академика Х.М. Абдуллаева: Тез. докл. Ташкент: Фан, 2002. С. 176–179.
4. Лихачев А.П. Платиноидно-медно-никелевые и платиновые месторождения. М. Эслан, 2006. 496 с.
5. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
6. Сушкин Л.Б. Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь) // Эндогенное оруденение в подвижных поясах: Междунар. конфер.: Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 176–180.
7. Сушкин Л.Б. О платиноносности Сооли-Тормасинского района (Западный Сихотэ-Алинь) // Новые идеи в науках о Земле: Междунар. конфер.: Тез. докл. Москва: РГГРУ. 2011, Т. V.
8. Сушкин Л.Б. О перспективах золотоносности Северо-Западного Сихотэ-Алиня // Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России: Годичная сессия РМО. Москва, 2007. С. 140–143.
9. Юшманов Ю.П. Структура и зональность Au-Cu оруденения месторождения Лазурное в Центральном Сихотэ-Алине // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 2. С. 85–89.
10. Юшманов Ю.П., Верещаков В.В. Платиноносность золото-медно-порфировых руд месторождения Лазурное, Приморье // Региональные проблемы. 2007. № 8. С. 106–109.
11. Sushkin L.B. Mineralogical-geochemical features of Bolotisty gold ore field (West Sikhote-Alin). Tectonics and metallogeny of the Circum-North Pacific and Eastern Asia: Proc. of the Leonid Parfenov Memorial Conference, Khabarovsk: ITiG FEB RAS, 2007. P. 546–547.

**Г.В. Харитонов¹, С.Е. Сиротский¹, Н.С. Коновалова²,
Е.В. Уткина¹**

СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕКИ АМУР

¹*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

Донные отложения (ДО) поверхностных водотоков являются важным источником информации о геохимических и экологических условиях всего бассейна и традиционно используются в качестве индикатора для выявления состава, интенсивности и масштаба техногенного загрязнения. ДО и, главным образом, их пелитовая фракция играют большую роль в накоплении ряда макро- и микроэлементов, формировании самоочищающей способности реки и регуляции состава речных вод.

Задачей настоящей работы явилось исследование состава ДО р. Амур от устья р. Сунгари до Амурского лимана.

Объекты и методы исследования

Работы проводились на равнинной части бассейна среднего и нижнего Амура. Объектом изучения явились ДО, их тонкодисперсные компоненты и речные взвеси. Отбор проб ДО проводился в зонах аккумуляции от устья р. Сунгари до Амурского лимана. Пробы воды в Амуре отбирались ежегодно с 1997 г. по 2007 г. Объектами биогеохимического опробования послужили сестон, перифитон, макрофиты и ихтиофауна р. Амур.

Илистые подфракции дробной пептизации ДО – воднопептизируемый (ВПИ) и агрегированный (АИ) илы – выделены по методу Горбунова [1]. Валовой состав образцов ДО и их фракций определяли рентгенфлуоресцентным энергодисперсионным методом (РФА) на приборе WRA-30. Анализ состава компонентов системы “вода – донные отложения – водоросли – макрофиты – ихтиофауна” был проведен эмиссионно-спектральным методом (ЭСА) на приборах СТЭ-1 и ДФС-8. Электронно-микроскопические исследования проведены на растровом электронном микроскопе EVO 40 HV (рис. 1, 2).

Результаты и обсуждение

Анализ ДО показал, что содержание в них ила (сумма ВПИ и АИ) закономерно увеличивается вниз по продольному профилю реки с 14 до 26 %. Резкий скачок в содержании тонкодисперсной части ДО в Амурской протоке (31%) связан с приустьевым эффектом р. Усури, крупного притока Амура, для которого в последнее время отмечается увеличение отложения наносов в устье. Фракционный анализ содержания илов ВПИ и АИ свидетельствует о симбатном характере их накопления в ДО вниз по продольному профилю. Количество ВПИ возрастает с 2 % в протоке Луговая до 8–10 % в низовьях реки, содержание АИ увеличивается с 12 % до 16–17 %.

Содержание ила в ДО соответствует его содержанию в почвах Среднеамурской низменности и составляет 16–31 % и 19–40 % соответственно. Средняя величина степени агрегированности ила ДО существенно ниже, чем для почв (2.1 и 8.4

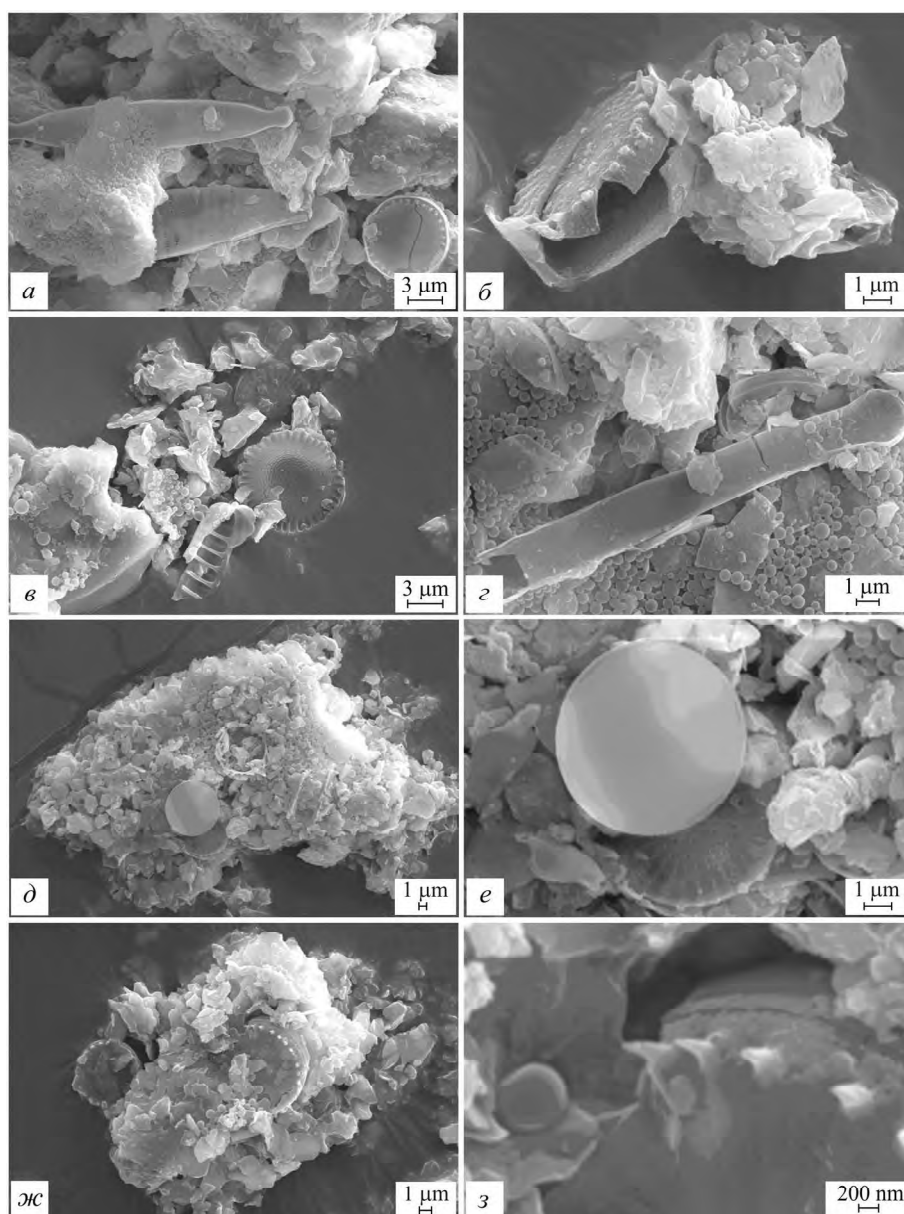


Рис. 1. Микрофотографии фракций донных отложений: а–г – донные отложения в целом; д–з – ВПИ.

соответственно). По степени агрегированности ила ДО приближаются к почвообразующим породам Среднеамурской низменности.

Валовой РФА анализ фракций ДО позволяет выявить особенности распределения элементов по фракциям. Во-первых, отмечаются высокие валовые содержания железа и марганца в тонкодисперсной части ДО по сравнению с остатком от отмучивания и ДО в целом. Так средние содержания Fe_2O_3 в ВПИ и АИ составили

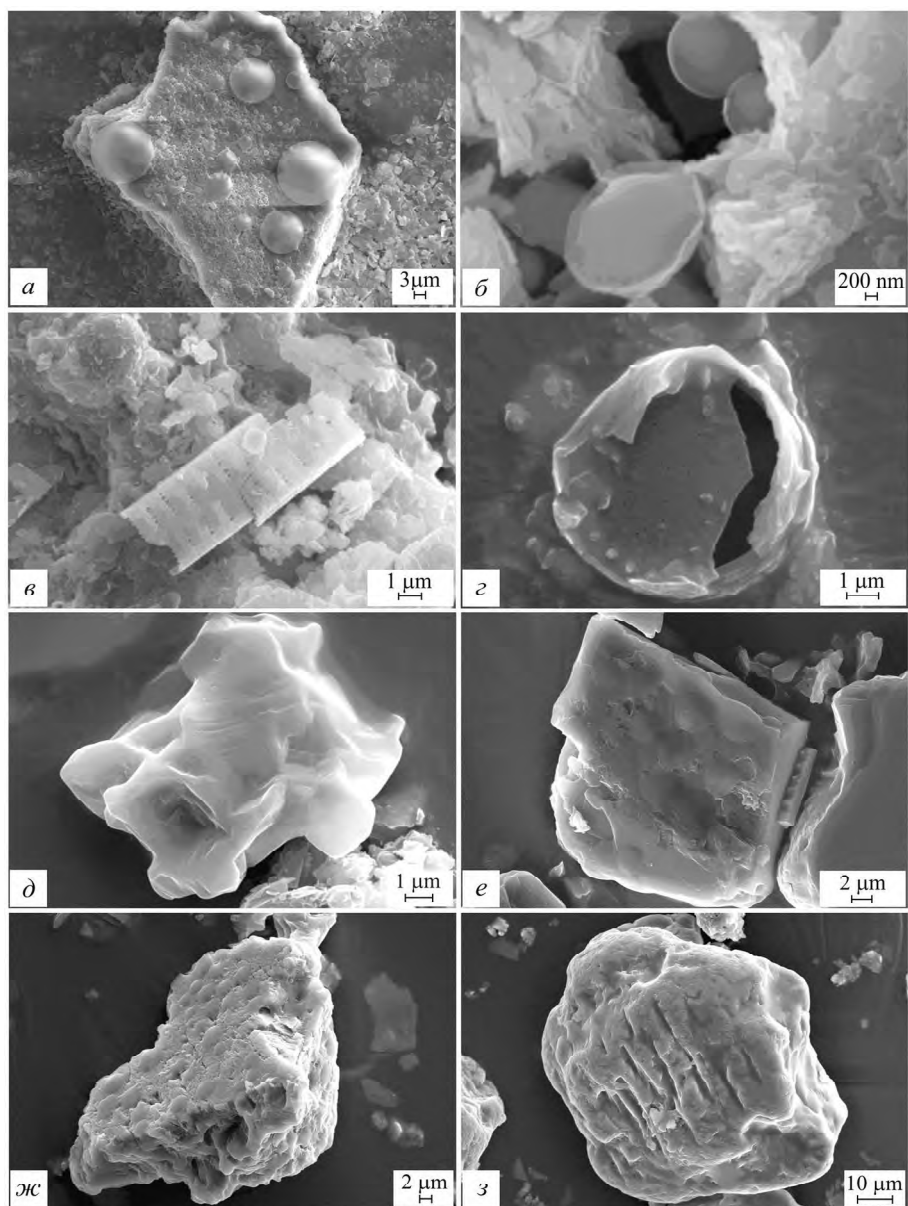


Рис. 2. Микрофотографии фракций донных отложений и транспортируемых речных взвесей: а – АИ; б, в – взвеси р. Амур; г – взвеси р. Сунгари; д–з – остаток от отмучивания илов.

11.8 и 14.9 %, в ДО в целом и в остатке от отмучивания илов эти показатели значительно ниже (4.9 и 2.9 %). Во-вторых, в тонкодисперсных фракциях по сравнению с ДО в целом содержится существенно больше Cu и Zn. Средние содержания Zn в ВПИ и АИ составили 146 и 180 мг/кг, в донных отложениях – 90 мг/кг, средние содержания Cu – 41, 40 и 27 мг/кг соответственно.

В воде и ДО содержания большинства элементов находятся в пределах 1.5–кратных изменений средних (кларковых) содержаний элементов [2, 3]. В воде в зависимости от фазы гидрологического режима р. Амур и водности года исследованных содержание Mn и Fe может превышать эти значения. В биологических объектах содержание микроэлементов закономерно уменьшается в ряду “водоросли (сестон, перифитон) > макрофиты > ихтиофауна”. Наибольшей аккумулятивной способностью по отношению к тяжелым металлам из биологических объектов в экосистеме Амура характеризуются водоросли, а именно сестон.

Анализ образцов ДО методами РЭМ свидетельствует о большом количестве в их составе диатомовых водорослей семейства *Stephanodiscus*, присутствуют также представители семейств *Synedra*, *Fragilaria*, *Eunotia* и *Diatoma* (рис. 1 а–г). В тонкодисперсных фракциях ВПИ и АИ также преобладает *Stephanodiscus* (рис. 1 д–з, 2а). Представители основных семейств диатомовых водорослей бассейна Амура *Stephanodiscus* и *Synedra* были обнаружены и во взвесах Амура (рис. 2 б, в) и Сунгари (рис. 2 г). В составе остатка от отмучивания диагностируются, главным образом, полевые шпаты, диатомовых водорослей практически нет (рис. 2 д–з). Аккумуляция в сестоне Mn, Fe, Cu и Zn позволяет предполагать, что накопление Mn, Fe, Cu и Zn в тонкодисперсных фракциях донных отложений может происходить за счет их биологического накопления диатомовыми водорослями (один из возможных механизмов). Использование рентгенфлуоресцентной микротомографии с высоким разрешением (400 нм) позволило показать (трехмерная карта распределения) и доказать участие именно Mn, Fe, Cu и Zn в составе “живой” клетки [4].

Таким образом, исследования донных отложений р. Амур показали, что содержание в них макро- и микроэлементов не превышает их средних содержаний в осадочных породах. В тонкодисперсных фракциях донных отложений содержание Fe, Mn, Cu и Zn более чем в два раза выше по сравнению с донными отложениями в целом. Методами РЭМ установлено участие в составе донных отложений и их тонкодисперсных компонентов диатомовых водорослей. Показаны высокая аккумулятивная способность диатомовых водорослей по отношению к Fe, Mn, Cu и Zn и участие их в составе ВПИ и АИ, что позволяет предполагать функциональную значимость диатомовых водорослей в геохимических циклах указанных элементов.

Литература

1. Чижикова Н.П., Харитонов Г.В., Матюшкина Л.А., Сиротский С.Е. Минералогический состав тонкодисперсной части почв среднего и нижнего Приамурья, донных отложений и взвесей реки Амур // Почвоведение. 2004. № 8. С. 1000–1012.
2. Livingston D.A. Chemical composition of rivers and lakes: Data of geochemistry // U.S. Geol. Survey Profess. 1963. Paper 440G. p. G1–G64.
3. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
4. De Jonge M.D., Holzner C., Baines S.B. et al. Quantitative 3d elemental microtomography of *Cyclotella meneghiniana* at 400-nm resolution // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2010. V. 107 (36). P. 15676–15680.

**Г.В. Харитонова¹, Н.С. Коновалова², Н.П. Чижикова³,
А.С. Манучаров⁴**

**ВЛИЯНИЕ РАСТВОРИМЫХ СОЛЕЙ НА МИКРОСТРУКТУРУ ГЛИНИСТЫХ
МИНЕРАЛОВ**

¹*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

³*Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, г. Москва*

⁴*МГУ, факультет почвоведения, г. Москва*

Растворимые соли легко сорбируются глинистыми минералами (ГМ), значительно изменяя состав и структурное состояние почв [1, 2]. Цель работы – анализ влияния растворимых солей на микроструктуру ГМ (смектит и каолинит одинаковой механической дисперсности < 0.074 мм).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе были использованы образцы бентонитовой глины (Туркмения, Огланлы) и каолина (Украина, ст. Просяновская). Бентонитовая глина представлена минералом смектитовой группы с незначительной примесью кристобаллита, кварца и кальцита, каолин – практически мономинеральным каолинитом (далее смектит и каолинит соответственно). Обработку ГМ проводили 1 н. растворами солей NaCl, MgCl₂, KCl, ZnCl₂, RbCl, SrCl₂ и Pb(CH₃COO)₂. Изучение образцов ГМ проводили на универсальном оптическом микроскопе “Axioplan 2” (Carl Zeiss, Германия) и на растровом электронном микроскопе “EVO 40 HV” (Carl Zeiss, Германия). Образцы для РЭМ анализа были подготовлены методом суспензии в C₂H₅OH и пиридине, напыление Au. Валовые содержания макро- и микроэлементов в образцах ГМ были определены на РФА анализаторе “TEFA-III” (ORTEC, США).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Согласно данным РЭМ исходный, необработанный солями смектит состоит из глобулярных микроагрегатов с нерегулярной упаковкой кристаллитов минерала (рис. 1а). Необработанный солями каолинит состоит из отдельных пластинчатых кристаллитов минерала и микроагрегатов “идеально пористой” архитектуры с преимущественной упаковкой частиц плоскость – ребро (рис. 1д). Взаимодействие ГМ с растворами используемых солей привело к изменению структурной организации кристаллитов минерала и образованию глинисто-солевых микроагрегатов, что на микроуровне проявилось в изменении их оптических свойств. Наличие в поляризованном свете в отдельных микроагрегатах монохроматических полей свидетельствует о том, что в процессе их образования слагающие элементы могут приобретать и удерживать определенную взаимную ориентацию (домены). Этим обеспечивается одинаковый поворот плоскости поляризации света и одинаковая интерференционная окраска отдельных полей (рис. 2). Электронно-микроскопические исследования показали, что кристаллиты ГМ в глинисто-солевых микроагрегатах упакованы по типу плоскость – плоскость (KCl-, NaCl-, RbCl-ГМ), и/или ребро – ребро (Pb(CH₃COO)₂-ГМ, MgCl₂-каолинит) с образованием плотно и рыхло упакованных (ажурных) структур (рис. 1).

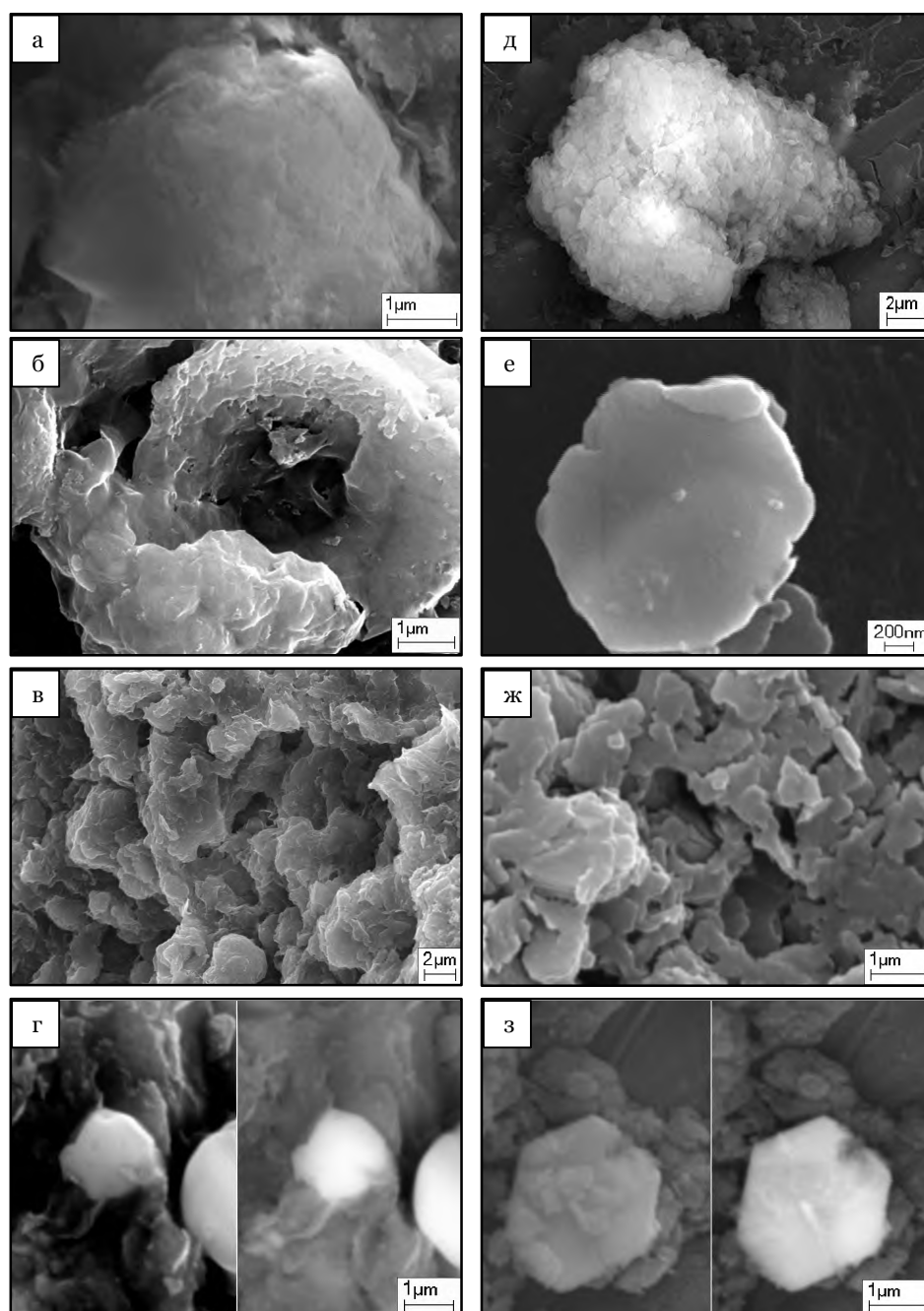


Рис. 1. Микроструктура образцов ГМ: а – исходный, необработанный солями смектит; б – NaCl-смектит; в – KCl-смектит; г – RbCl-смектит; д – исходный, необработанный солями каолинит; е – $\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ -смектит; ж – MgCl_2 -каолинит; з – $\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ -каолинит (РЭМ, съемка SE-детектор; на двойных фотографиях слева – SE-детектор, справа – QBS-детектор) [3].

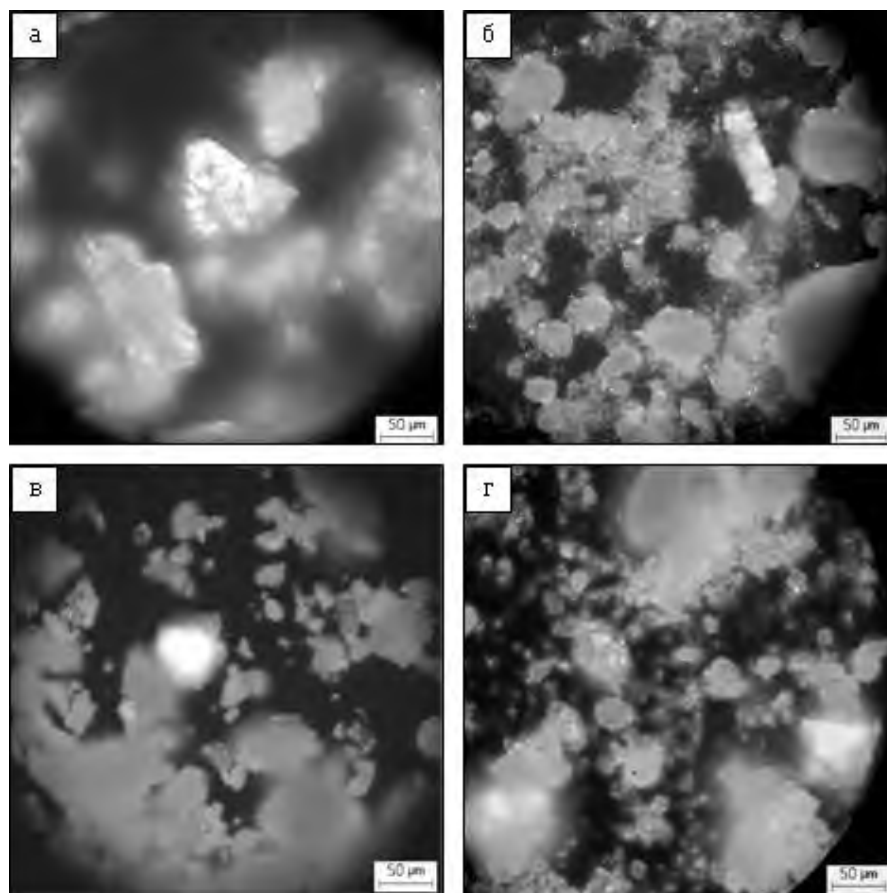


Рис. 2. Микроструктура образцов ГМ: а – NaCl-сметит; б – NaCl-каолинит; в – $\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ -сметит; г – $\text{Pb}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ -каолинит (ОМ, съемка в поляризованном свете).

РФА анализ показал, что количество сорбированных ГМ катионов из растворов равной концентрации существенно различается, изменяется от ~ 10 до ~ 100 ммоль/100г и зависит от природы минерала и свойств соли, участвующих во взаимодействии. Сметит сорбирует почти в два раза больше катионов, чем каолинит. Максимум сорбируемости отмечается для свинца ммоль/100г, минимум – для стронция ~ 100 и ~ 10 ммоль/100г соответственно. Поглощение катионов тяжелых металлов ГМ из 1н. растворов соответствующих солей в ряду Pb^{2+} i $\text{Zn}^{2+} > \text{Rb}^+ > \text{Sr}^{2+}$ уменьшается.

Агрегация кристаллитов сметита при его взаимодействии с растворами солей тяжелых металлов существенно иная, чем при взаимодействии с растворами солей “легких” катионов Na^+ , Mg^{2+} и K^+ . Образующие глинисто-солевые микроагрегаты сметита имеют более плотную упаковку одного какого-либо типа: либо ребро – ребро, либо плоскость – плоскость.

Таким образом, взаимодействие ГМ с растворами используемых солей приводит к изменению организации кристаллитов минерала (образование глинисто-солевых микроагрегатов) и их оптических свойств. Упаковка частиц, размеры, форма и оптические свойства глинисто-солевых микроагрегатов зависят от природы минерала и свойств соли, участвующих во взаимодействии. Образование микроагрегатов более выражено для смектита, чем для каолинита и уменьшается в ряду $KCl > NaCl > MgCl_2 > Pb(CH_3COO)_2 > ZnCl_2 \approx RbCl > SrCl_2$.

Литература

1. Шоба С.А., Турзина Т.В., Ямнова И.А. Научн. докл. высш. школы. Биол. науки. 1983. 3. 91–98.
2. Van Olphen H., Fripiat J.J. Data Handbook for Clay Materials and other Non-metallic minerals. Oxford-New York-Toronto-Sydney-Paris-Frankfurt: Pergamon Press. 1979. 346.
3. Kharitonova G.V., Manucharov A.S., Kirichenko A.V., Pavlyukov I.A. Electron Microscopy of Clay Minerals Treated with Salt Solutions // Eurasian Soil Science. 2006. V. 39. Suppl. 1. P. 69–77.

А.А.Черепанов¹, Т.Н. Александрова²

**ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В
УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩАХ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА**

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск*

С углеродистыми (черносланцевыми) породами связаны многие крупные и весьма крупные месторождения золота, полиметаллов, урана и других полезных ископаемых. Довольно часто в них выявляются высокие содержания платиноидов. В Хабаровском крае потенциально платиноносные черные сланцы распространены в рифей-палеозойском обрамлении Сибирской платформы, в Южно-Верхоянской складчатой зоне, в Селемджино-Кербинской и Ниланской структурно-формационных зонах Амура-Охотской складчатой системы и в позднекембрийских-кембрийских окраинных прогибах Буреинского массива [4].

С применением разнообразных химико-аналитических, электронно-микроскопических и минералого-технологических методов исследований изучалась благороднометалльная минерализация углеродистых пород Кимканского прогиба и Сутырского тектонического блока Буреинского массива.

Сутырская толща (PR_{1st}) слагает протяженный (75 × 5 км) тектонический блок в зоне Хинганского глубинного разлома. В ее составе преобладают неравномерно метаморфизованные в зеленосланцевой фации углеродистые сланцы, филлиты, метаалевролиты с содержанием C_{орг} до 22 мас. %. Сланцы в различной степени сульфидизированы, иногда содержат сеть тонких кварцевых прожилков. Сульфиды (пирит, в меньшей мере пирротин, халькопирит, арсенопирит, ковелин, марказит) образуют мелкую (до 1 мм) вкрапленность, иногда прожилки и линзочки размером до 0.5–2 см. Углеродистый материал представлен тонкодисперсным аморфным агрегатом и тонкими чешуйками графита (0.001–0.03 мм). Полуколичественным спектральным анализом в породах свиты ранее диагностировалось золото (до 0.1 г/т), платина (до 0.04 г/т) и палладий (до 0.01 г/т).

В Кимканском прогибе изучались углеродсодержащие сланцы и углисто-известковые породы лондоковской и мурандавской свит и кимканской толщи, имеющих протяженность первые десятки км и мощность от сотен метров до первых км.

Мурандавская свита (V-O_{1mg}) подразделяется на нижнюю – карбонатную и верхнюю терригенно-карбонатную подсвиты. Углеродистые породы характерны для верхней подсвиты, сложенной известковистыми доломитами, алевролитами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, яшмовидными кремнистыми породами с прослоями гематитовых, магнетит-гематитовых руд, доломитовых и фосфорит-доломитовых брекчий. Характерно присутствие углеродистого материала, незначительного в доломитах и большего (до 5–7 % C_{орг}) в алевролитах, фтанитах и углистых сланцах.

Лондоковская свита (O_{1ln}) представлена известняками, редко доломитами с прослоями глинистых и углеродистых кремнисто-глинистых сланцев, известняковых и фосфорит-известняковых брекчий, фтанитов. В известняках и углеродистых породах C_{орг} 1.8–10.5 %.

Кимканская толща ($O_1 km$) сложена преимущественно терригенными и кремнистыми отложениями и слагает ядра синклинальных складок. По литологическим признакам подразделена на две подтолщи: нижнюю – кремнисто-терригенную с повышенной углеродностью и верхнюю – терригенную с повышенной известковистостью.

Углеродистым сланцам свойственна черная окраска, массивная или тонкополосчатая текстура, обусловленная концентрацией в тонких (1–2 мм) слоях аморфного углеродистого вещества, содержание которого достигает 3–9, реже 12–25 %. Местами они за счет контактового метаморфизма переходят в графитовые и графитистые сланцы.

В углеродистых породах содержится рассеяная, редко концентрированная сульфидная (пиритовая или пирротиновая) минерализация, образующая тонкие послойные выделения. Для углеродистых пород характерны повышенные содержания V, Cr, Mo, Pb, Ag, Ga, U, реже Zn, спорадически отмечается Au, Pt и Pd.

По данным усовершенствованного анализа проб методом ICP-MS с кислотным вскрытием проб получены содержания Pd, Pt и Au от тысячных долей г/т до первых г/т (табл.). Содержание Ag по данным ICP-MS колеблется от 2 до 5 г/т, по данным РФА 8–10 г/т.

Включения, содержащие самородные металлы найдены в аншлифах с помощью сканирующей электронной микроскопии [1]. Наличие благородных металлов подтверждено изучением состава осадка, остающегося после химического растворения породы. Обнаружены включения серебра, меди с примесью никеля, цинка, а также золота, платины и осмистого иридия. Основными особенностями этих выделений являются значительные количества углерода, кислорода и других примесей в составе, небольшие (первые микрометры) размеры, и высокая устойчивость к кислотному разложению. Это новые природные формы выделения благородных металлов, характерные для графитовых сланцев – металл-углерод-кислородные композиты состава $(Au, MPP)_a C_b O_c D$, где D – примеси, а a, b, c варьируют в широких пределах. Относительная частота встречаемости включений Ag–Au–Pt примерно 100-10-1. Относительно крупные частицы устанавливаются в очень редких случаях при минералогических исследованиях и извлекаются в гравитационный и флотационные концентраты.

Таблица. Пределы и средние содержания основных благородных металлов в углеродистых породах Буреинского массива

Свита, толща	Кол-во проб	Содержание, г/т					
		Pd		Pt		Au	
		среднее	max	среднее	max	среднее	max
Сутырская	17	0,065	0,36	0,03	0,128	0,634	4,398
Лондоковская	6	0,005	0,012	0,044	0,113	0,307	1,179
Кимканская – верхняя подсвита	4	0,015	0,018	0,019	0,297	1,010	1,363
Кимкан- нижняя подсвита	28	0,154	1,050	0,046	0,297	0,307	3,153
Мурандавская	4	0,101	202,4	0,004	0,007	0,040	0,079

В ИГД ДВО РАН выполнены минералого-технологические исследования двух проб углеродистых сланцев из сутырской толщи (100 кг) и кимканской (70 кг).

По исследованиям первой пробы получены гравитационные и флотационные концентраты, но полное определение выхода и извлечения не получено. Содержание в исходной пробе в пересчете на исходную массу составило по золоту 0.624 г/т, платине 0.44 г/т [3].

Более полные исследования выполнены на пробе сланцев кимканской толщи, где балансовыми расчетами установлено исходное содержание благородных металлов в графитизированных сланцах: Au – 0.55 г/т; Pt – 0.49 мг/т. Прямое определение из навесок исходной руды: Au – 0.08 г/т (ААС); Pt – 0.006 г/т (химико-спектральный V категории точности “Дальгеофизика”). Гравитационными методами извлекается 79.4 % золота (20.6 % доизвлекается флотацией) и 11.9 % платины (88.1 % доизвлекается только флотацией, связано преимущественно с графитом или находится в ультрадисперсном состоянии). Серебро практически не извлекается.

В Бразилии на руднике “Могго До Оуро” успешно извлекают золото из углисто-сульфидных руд [2]. Перерабатываемые руды кварц-серицитовые, углистые, окисленные и малосульфидные. Сульфиды представлены пиритом и, в меньшей мере, пиррогином, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом и тетраэдритом. Углистое вещество – сорбционно-активный углерод в виде графита.

Запасы руды 109 млн т со средним содержанием Au 0.55 г/т и 55 млн т с содержанием 0.52 г/т. Действует крупномасштабный комплекс по добыче и переработке руд. Перерабатывается около 10 млн т в год с добычей 4.5–5 т золота. Рудник работает рентабельно на рудах с самым низким содержанием Au в мире 0.6 г/т, которые ниже минимального предела содержания в рудах, подвергаемых кучному выщелачиванию в США.

Схема обогащения гравитационно-флотационная, многоступенчатая. Крупность дробления до -0.02 мм, помола -0.004 мм. На основе процесса Flash-флотации получают концентрат с содержанием Au 300–600 г/т при извлечении 85–86 % с доводкой до содержания 400–500 кг/т.

Приведенные результаты исследований показывают наличие в углеродистых породах Буреинского массива крупнообъемного промышленного золотого оруденения с попутной платиноидной минерализацией.

Литература

1. Бердников Н.В., Коновалова Н.С., Зазулина В.Е. Исследование включений благородных металлов в высокоуглеродистых породах методом РЭМ-РСМА // Тихоокеан. геология. 2010. № 2. С. 90–96.
2. Лодейщиков В.В. Переработка углистых золотых руд на фабрике “Морру Ду Уро” (Бразилия // Золотодобача № 143. Иргиредмет. Иркутск. 2010. С. 6–10.
3. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю., Бердников Н.В., Александрова Т.Н. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО. 2010. № 3. С. 3–12.
4. Черепанова А.А. Платиноносность черносланцевых пород Хабаровского края // Типы Седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы Всероссийского литологического совещания (г. Екатеринбург, 14-16 октября 2008 г.). Т. II. С. 384–387.

Р.Ф. Черкасов**О ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ПЕРВООСНОВАХ ЖИЗНИ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Происхождение жизни (биопоэз) – одна из мировых загадок. Первый шаг к разгадке сделала химия: Ф. Велер (1824, 1828), осуществив синтез щавелевой кислоты и мочевины, опроверг представление, что органика образуется только в организме. Позднее проблемой занялись микропалеонтология, молекулярная биология и генная инженерия. Выявлены примитивные архебактерии (Zillig e.a., 1981), являющиеся термофильными (выдерживают температуру до 110–120°C). Основные геологические результаты получены на минералого-петрографическом уровне: Е.К. Мархинин [5] предложил концепцию биовулканологии, Н.П. Юшкин [10] – витаминералогии и керитовую модель биопоэза, В.Н. Компаниченко [3] – происхождения жизни из гидротерм. Задача стратиграфия с тектоникой – расчленение погребенного архея и выяснение его генезиса для выявления условий и времени биопоэза.

Достоверные архебактерии найдены в слабометаморфизованных низах верхнего архея (3.3–3.6 млрд лет). В верхах нижнего архея в умеренно метаморфизованной серии Исуа выявлена проблематичная *Isuasphaera* (Pflug, 1978). А древнейшие проблематичные микрофоссилии обнаружены В.В. Кошевым [4] на графитовых месторождениях Алдана в гранулитах (3.9 млрд лет). Последующее изучение (Zmug e.a., 2001) подтверждает этот результат. Биогенность графита получила косвенное обоснование [8]. 1. Он полностью отсутствует в основных и ультраосновных сланцах (металавы). 2. Его количество меняется в тектоническом цикле, достигая максимума в его верхах (графитовые месторождения). Оно быстро падает при переходе к новому циклу, начинавшемуся лавами; это соответствует изменению распространения фоссилий в четырех циклах фанерозоя (“волны жизни”).

3. Ареалы его концентрации (“оазисы жизни”) находятся в зоне перехода между фемическими синклиниями и салическими антиклиналиями (рис.).

Гигантский хроноинтервал между архейскими проблематиками и завершением формирования Земли (4.6 млрд лет) неоплутонизм заполнил магматическим океаном, не оставив времени для биопоэза. Проведено сейсморитмостратиграфическое расчленение погребенной коры, соответствующей этому интервалу [6]. Правомерность такого подхода подтверждена обнаружением кристалла циркона (4.4 млрд лет), изотопия которого по кислороду показала, что в то время уже существовала гидросфера (Wilde e.a., 2001).

У минералов отсутствуют пятерные оси симметрии (L_5). В то же время для организмов характерны L_5 , L_7 и т.п. (Вернадский, 1922). В биопоэзе вряд ли могли участвовать крайние состояния косной материи: хаотическое газообразное и высокоупорядоченное кристаллическое. Для жизни необходимо в основном жидкое состояние. Кристаллы – это смерть (Федоров, 1906). Фундаментальный признак живой материи – использование информации, в первую очередь для распознавания и размножения. Вирус, мельчайший организм, оживает на поверхности клетки (отличает ее от минерала и т.п.), а проникнув внутрь, размножается за ее счет. Главная проблема биопоэза – образование генетического кода, имеющего высокоупорядоченную структуру. Поэтому для ее решения привлекали различные минералы (Бернал, 1959; и др.). Но

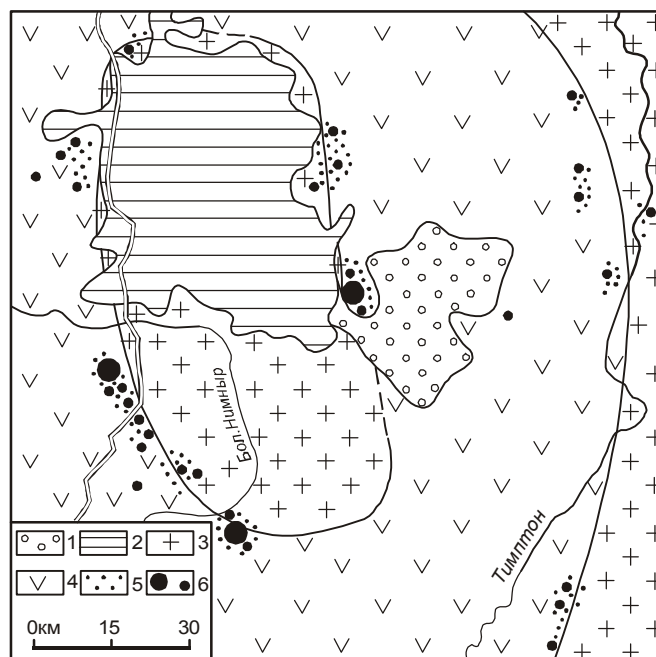


Рис. Графитоносность архея центральной части Алданского щита.

1 – озерно-болотные отложения, 2 – платформенный чехол и мезозойские интрузии. Нижний архей, структурно-формационные зоны: 3 – салические антиклинории (резко доминируют гнейсы и гранитогнейсы), 4 – фемические синклинии (помимо гнейсов широко представлены основные, а также ультраосновные сланцы); 5 – участки и поля с наибольшей графитоносностью; 6 – месторождения графита (а) и основные проявления (б).

как быть с окаменением? Н.В. Белов [2] предположил, что L_5 , отсутствующие в минералах, предохраняют от окаменения. И действительно, биокристаллы (вирусы и т.п.) их имеют и поэтому $1/2 - 2/3$ их объема составляет жидкая или гелеобразная фаза. В кристаллах (алмаз, графит и т.д.) валентные связи углерода замкнуты. Фуллерены - кластеры (C_{60}, \dots, C_{960}), возникающие при конденсации из углеродного пара, плазмы. Они имеют L_5 , их углерод вступает в соединение с другими элементами. Это позволило предложить фуллереновую версию биопоэза [7]. Исходя из принципа понижения плотности вещества в ходе формирования планет (гетерогенная аккреция), образование Земли завершилось падением комет. Они несли в себе фуллерены, либо те возникли при ударах. Это привело к высокой концентрации фуллеренов и к возникновению микротрубок, элементами которых были фуллерены и от которых первые могли унаследовать L_5 . В трубки проникала жидкость с органикой, а физические эффекты (капиллярный, осмотический, диффузионный и др.) могли запустить энергетически выгодную обменную реакцию, вероятно, хемосинтез на основе соединений серы (как у серных бактерий в современном океане). Биопоэз проходил в экстремальных (высокотемпературных и т.д.) условиях. На Арбанском массиве, отторженце с границы мантии и коры, между эклогитами и гранулитами залегает слой метапелитовых гранат-дистеновых сланцев мощностью 2 м [9]. Предполагается, что эти сланцы – отложения бассейнов, возникших за счет материала комет. Но в гранулитах нет

признаков парапород, т.е. интенсивный вулканизм испарил бассейны, и биопоэз шел в сольфатарах, а также в гидротермах. Разраставшиеся трубки могли делиться путем отмирания центральной части, уже недоступной для обмена веществ. В дальнейшем регулярная и, вероятно, диссимметричная структура скелета способствовала возникновению примитивного генетического кода. Биопоэз продолжался 1–2 тектонических цикла и завершился клетками-биокристаллами, которые в дальнейшем породили бактерии, водоросли и т.д., а сами деградировали и превратились в вирусы, которые не могут существовать без клеток. Точки зрения вирусологов: вирусы – отражение доклеточного этапа эволюции жизни [1]; они – результат регрессивной эволюции клеток [Mattews, 1983]; они образуются внутри клеток из некоторых их фрагментов (Лурья и др., 1981). Признается полигенность вирусов (Кусакин, Дроздов, 1994).

Литература

1. Альтштейн В.Д., Каверин Н.В. О происхождении вирусных генетических систем // Журн. Всесоюз. хим. об-ва. 1980. Т. 25. С. 383–390.
2. Белов Н.В., Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
3. Компаниченко В.Н. Возникновение жизни в глубинах гидротермальных систем. Хабаровск, 1996. 105 с.
4. Кошевой В.В., Ройзенман Ф.М. Микроорганизмы в архейских графитиносных породах Алданского щита // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 6. С. 141–144.
5. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. М.: Мысль, 1980. 196 с.
6. Черкасов Р.Ф. Новая модель кристаллической коры щитов: сейсмостратиграфический подход // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск, 2001. С. 40–51.
7. Черкасов Р.Ф. О структурных различиях геологических и биологических тел // Вторая Туапсинская Междунар. науч. конф. “Вулканизм и биосфера Земли и экологические проблемы Причерноморья”: Тез. докл. Туапсе, 2000. С. 119–120.
8. Черкасов Р.Ф. “Волны жизни” в раннем архее // Междунар. рабоч. совещ. «Происхождение и эволюция биосферы»: Тез. докл. Новосибирск, 2005. С. 95–96.
9. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И., Богина М.М. Раннедокембрийские нижнекоревые базитовые гранулиты и эклогиты // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 94–112.
10. Юшкин Н.П. Биоминеральные взаимодействия: от биоминералогии к витаминералогии // Тр. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 1997. Вып. 93. С. 5–30.

А.А. Шнайдер

НЕТРАДИЦИОННЫЙ ТИП ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Под нетрадиционными типами месторождений понимаются неосвоенные месторождения, которые в силу геологических условий, строения, генетических особенностей, специфического состава руд, морфологии залежей пока не перешли в разряд известных геолого-промышленных типов и которые в современных технико-экономических условиях пока не нашли широкого применения [1, 5]. Согласно данному определению подобные объекты находятся в Буга-Коппинском рудном районе северного Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

Многие месторождения в этом районе приурочены к вулканотектонической системе, дискордантной по отношению к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканоплутоническому поясу. Система контролируется зоной трансформного разлома, к которой приурочены разные месторождения: Мопану (Sn), Золотой Ключик (Au, Sn), Руднинское (Sn), Таусинское (Sn), Надежда (Sn), Уджаки (Sn), Иггу (Sn, W), Арго (Sn), Железистое-2 (W) и ряд других. Территория района имеет блоковое строение, которое проявляется в образовании локальных структур – вулканотектонических депрессий и грабенов, в которых в позднемеловое время происходили процессы, связанные с извержением вулканов и формированием месторождений. Оловянные месторождения приурочены либо к купольным поднятиям (рудопоявление Арго), либо к депрессиям (месторождения Мопану). Оловянная минерализация в районе связана как с плутоническими, так и с вулканогенными образованиями изверженных пород. Месторождения и рудопоявления плутоногенного ряда (рудопоявления Хуппи, Яко-Яни, месторождение Пионерское) отнесены к известным формациям, рассматриваться здесь не будут.

Оловянные месторождения вулканогенного ряда приурочены к очаговым субвулканическим магматогенно-рудным системам и генетически связаны с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии [2]. К таким объектам в Буга-Коппинском районе можно отнести месторождения Арго, Мопану, Уджаки, Надежда и другие. Генетические и минералогические особенности рассмотрим на наиболее разведанном месторождении Мопану.

Месторождение Мопану

В структурном отношении месторождение Мопану приурочено к кольцеобразной Верхнемопануской депрессии, осложненной центральной вулканической мульдой и двумя периферическими вулкано-экструзивными куполами. Оловянное оруденение в большей степени сконцентрировано в юго-восточном вулкано-экструзивном куполе. В строении рудного поля Мопану участвуют позднемеловые вулканы, а также осадочные отложения (алевролиты и песчаники) пионерской и уктурской свит раннемелового возраста, смятые в складки. Осадочные породы прорваны Судулюнэ-Майским массивом гранитов, выходящим на поверхность в восточной части рудного поля. По данным А.В. Палагина и М.В. Мартынюка осадочные породы и граниты перекрыты вулканогенными образованиями ольгинской свиты. В основа-

нии вулканитов залегают в виде покрова туфы кварцевых андезитов и андезито-дацитов мощностью до 30 м. Позднее из жерловин вулкана происходило излияние кислых лав и выбросы пирокластического материала кислого состава. Формируются фельзиты, кварцевые порфиры, лавобрекчии риолитов и эруптивные и explosивно-гидротермальные брекчии.

На месторождении широко распространены дайки кислого (фельзиты, липариты, кварцевые порфиры), среднего (андезиты, андезито-дациты) и основного составов (диоритовые и диабазовые порфириты), которые прорывают вулканиты. Дайки ориентированы в северо-восточном направлении, согласно с простиранием зоны, контролирующей размещение вулканических жерловин. Внедрение даек кислого состава отражает завершение вулканического процесса и сопровождаются ореолами explosивно-гидротермальных брекчий. Дайки среднего состава по времени занимают промежуточное положение и также сопровождаются чехлами брекчиевых пород. Поздними являются дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, завершающие магматическую деятельность на месторождении. Они ограничивают систему кислых даек с востока и запада. Формирование даек кислого и среднего составов происходило в течении позднего мела (75–86 млн лет), дайки диоритовых и диабазовых порфиритов палеогенового возраста (46 млн лет) [4].

Породы на месторождении подвержены гидротермальным изменениям: для кислых эффузивов и даек кислого состава характерны кварц-серицитовые изменения. В дайках среднего и основного составов проявлена хлоритизация [8].

Рудная минерализация концентрируется на трех участках месторождения. Участок Мопу III наиболее разведанный, где проявлены все дайковые образования. Этот участок вскрыт канавами, скважинами и штольней на гл. 800 м. Минералогические особенности на месторождении рассмотрены на этом участке. Генетической особенностью месторождения является проявление на нем двух морфологических типов рудной минерализации: **рудные тела прожилково-вкрапленного (штокверкового типа) и линейно вытянутые минерализованные зоны дробления и милонитизации, к которым приурочены жилы.** [7, 9]. Минерализация первого типа пространственно и генетически связана с дайками кислого и среднего состава. Она накладывается на них и образует ореолы штокверков в самих дайках и в их экзоконтактных зонах. Формированию минерализации второго типа предшествовало внедрение даек диабазовых порфиритов, происходило образование линейно-вытянутых зон дробления протяженностью до 1 км, зон милонитизации, к которым приурочена рудная минерализация в виде жил, локализующихся в одних структурах с дайками основного состава, дискордантных по отношению к минерализации первого типа.

Ведущая роль принадлежит штокверковой минерализации, которая развивается в интенсивно серицитизированных дайках кислого состава в виде вкрапленности касситерита и маломощных коротких прожилков (до 2–3 мм) кварц-касситеритового, кварц-арсенопирит-касситеритового, кварц-касситерит-халькопирит-пирротин-блеклые руды-сфалерит-галенит-флюоритового составов. Количество сульфидной минерализации в них незначительное. Перечисленная минерализация наблюдается и в цементе explosивно-гидротермальных брекчий (“порода в руде”), контактирующих с дайками кислого состава. В дайках андезитов и андезито-дацитового состава широко распространены прожилки кварц-хлорит-касситерит-халькопирит-пирротин-пирит-карбонатного, халькопирит-пирротинового составов с большим количеством сульфидов.

фидов. Подобная минерализация наблюдается также в цементе брекчиевых пород, обрамляющих эти дайки. Повидимому, брекчии были транспортирующим аппаратом для привноса рудной минерализации. Об этом свидетельствует идентичность вещественного состава в цементе брекчий и в самих дайках с прожилково-штокверковой минерализацией.

Минерализация жильного типа приурочена к зонам милонитизации и к дайкам диабазовых порфиритов в виде мощных прожилков (до 5–8 см) и гнездовых обособлений (до 15 см). Вещественный состав жил отличается от минерализации в штокверке интенсивной хлоритизацией с обилием сульфидов: халькопирита, арсенопирита, пирротина, сфалерита, галенита, блеклых руд. Оловянная минерализация здесь представлена станнином и деревянистым оловом при небольшом количестве супергенного касситерита, возникшего, по-видимому, при разложении станнина, о чем свидетельствуют данные фазового анализа. Содержание олова в жильном типе руд высокое (0,2–1,0 % и выше), однако масштабы его проявления уступают первому типу. Основная масса олова сосредоточена в прожилково-вкрапленном штокверке с невысокими содержаниями олова на уровне первых десятков процента, но значительным по площади развития штокверка. Более поздний возраст жил по сравнению со штокверковой минерализацией установлен по текстурно-структурным взаимоотношениям, дискордантной ориентировке их и абсолютному возрасту. Температуры декрепитации минеральных ассоциаций руд в штокверке и в жилах также различны: штокверковая минерализация сформировалась в интервале температур от 360 до 250°C, жилы – от 300 до 210°C. По-видимому, большого временного перерыва между формированием этих двух типов руд не было, и характерна тесная сопряженность во времени процессов магматизма и рудогенеза. В этот период сформировались брекчии, которые дали всплески температур – первый 310°C, второй 345°C. Однако, не исключены и два этапа оруденения, разделенные внедрением даек основного состава. Пока этот вопрос остается не решенным до более детальных разведочных работ.

На рассматриваемом месторождении проявлена прямая полиасцендентная минералогическая зональность “чехлового” типа [8, 9].

Перечисленные генетические и минералогические особенности свидетельствуют об отнесении месторождения Мопану к нетрадиционному типу.

Родионов С. М. один из первых обратил внимание на оловянные месторождения Центрального Сихотэ-Алиня, локализующиеся в краевых частях вулканотектонических структур, которые сформировались на завершающих стадиях позднего этапа орогенического развития территории, в позднем мелу – палеогене. Общей особенностью этих месторождений является повышенная щелочность при преобладании калия, взрывно-гидротермальное брекчирование, которое контролирует минерализацию. Оруденение этих объектов формировалось в близповерхностных условиях и пространственно тесно связано с жерловыми аппаратами и субвулканическими интрузиями кислых, умеренно-кислых и средних пород субщелочного ряда. Эти месторождения он отнес к оловянно-порфировой формации – новому нетрадиционному генетическому типу оловянных месторождений на Сихотэ-Алине [3], которая завершает генетический ряд оловянных формаций. В рудах оловянно-порфиновых месторождений отмечается осложнение геохимических связей олова с другими металлами, увеличение числа минеральных форм олова и смена литофильного профиля оруденения сидерофильным.

Впервые термин “олово-порфировое месторождение” введен Р. Силлитоу [10]. При изучении генетических особенностей оловянных месторождений Боливии (Llallagua, Potosi, Oruro, Chorolque) ими было установлено, что эти объекты обладают рядом признаков, характерных для месторождений медно-порфирового типа. Привлекательность этих объектов заключается в том, что там добыто свыше 0.5 млн т Sn, месторождения малоглубинные, близповерхностные, благоприятные для отработки. Позднее подобные объекты были обнаружены и описаны в Центральном Приморье (месторождения Ледяное, Звездное, Перевальное, Янтарное), на Северном Сихотэ-Алине (месторождение Арго) [2], а также в южной части Приморского края в Чугуевском районе (рудопоявление Поперечка) [6].

Ниже приводятся признаки, характерные для месторождений нетрадиционного оловянно-порфирового типа, сформулированные по данным вышечисленных авторов: тесная сопряженность во времени процессов магматизма и рудогенеза; локализация месторождений в пределах вулканических поясов Тихоокеанского орогенного пояса и генетическая связь с вулcano-плутоническими ассоциациями латитовой серии; проявление двух морфологических типов минералообразования: штокверкового и жильного; постоянное наличие оруденелых эруптивных брекчий вулканогенного происхождения; формирование месторождений в заключительные этапы развития рудно-магматических систем, которые достигли близповерхностного, субвулканического уровня локализации; оловянно-порфировая формация завершает генетический ряд оловорудных формаций.

Литература

1. Арбатов А.А., Астахов А.С., Лаверов Н.П. и др. Нетрадиционные ресурсы минерального сырья. М.: Недра, 1988. 252 с.
2. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.
3. Родионов С.М., Родионова Л.Н. Оловянно-порфировая формация новый генетический тип оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня // Генетические типы эндогенной рудной формации: Тез. докл. Новосибирск, 1981. Т. 1. С. 112–113.
4. Родионов С.М., Макеев Н.П. Оловянно-порфировое оруденение Сихотэ-Алиня // Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 136–152.
5. Солодов Н.А., Усова Т.Ю., Осокин Е.Д. и др. Нетрадиционные типы редкометального минерального сырья. М.: Недра, 1991. 247 с.
6. Шнайдер А.А. Прогнозирование оловянного оруденения глубоких горизонтов и флангов месторождений на основе комплексного минералогического изучения руд // Записки Всероссийского минералогического общества. 2004. № 3. С. 25–36.
7. Шнайдер А.А., Ведерников П.Г., Шнайдер М.С. и др. Некоторые особенности геологического строения и минералогии руд участка Мопау III // Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971. С. 68–71.
8. Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. О минералогической зональности на некоторых месторождениях олова Северного Сихотэ-Алиня // Геология и минеральные ресурсы восточной части Байкало-Амурской магистрали. Хабаровск, 1975. С. 51–56.
9. Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. Эволюция декрепитационных свойств минералов из оловорудного месторождения Мопау // Минералогия метаморфических и рудных образований Дальнего Востока. Владивосток, 1981. С. 136–144.
10. Sillitoe R.H. Halls C., Grant J.N. Porphyry tin deposits in Bolivia // Econ. Geol. 1975. V. 70, N 5. P. 313–927.

Ю.П. Юшманов^{1,2}

**СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СОБОЛИНОГО РУДНОГО УЗЛА,
ПРИМОРЬЕ**

¹ *Дальневосточная государственная социально-гуманитарная академия*

² *Институт комплексного анализа и региональных проблем ДВО РАН*

Соболиный рудный узел расположен в юго-западной части Кавалеровского оловорудного района в раннемеловых терригенных отложениях Журавлевского террейна Сихотэ-Алиньской аккреционно-складчатой системы. Верхние горизонты земной коры аккреционно-складчатой системы (до глубины 15 км) образуют моноклиналь [2, 3, 6, 7], сложенную тремя пластинами, которые совпадают с границами тектоно-формационных террейнов [4]. В составе Самаркинского террейна преобладают кристаллические комплексы ранне- и среднемезозойской океанической коры, Журавлевского – терригенные комплексы раннего мела и Таухинского – андезитовые субвулканические комплексы позднего мела. Самаркинский и Журавлевский террейны выклиниваются в южном направлении. По геофизическим данным [6, 7], на глубинах от 5 до 15 км террейны шарьированы против часовой стрелки. Признаком глубинного шарьяжа земной коры Таухинского, и расположенного над ним Журавлевского, террейнов может быть смещение осей структур рельефа подошвы и кровли корово-мантийного слоя на 80–90 км, что близко к геологическим оценкам амплитуды сдвига по Прибрежному разлому: 55–75 км [2, 3].

Соболиный золоторудный узел расположен за пределами «корово-мантийного» поднятия [6] и локально связан с центром интрузивной деятельности – очаговой интрузивно-купольной структурой, в ядре которой обнажается интрузия монцоидиоритов, а на периферии обрамляется цепочкой сателлитных интрузий и маркируется кольцевыми разломами (рис.). Рудные поля ассоциируют с дочерними (сателлитными) интрузивно-купольными структурами, которые приурочены к локальным интрузивным штокам и куполам биотититов развитым в надынтрузивной зоне скрытых интрузий. Контуры рудных полей, как правило, совпадают с внешним ограничением пиритового ореола в пропилизитизированных породах. Плутоногенные магматогенно-рудные системы полиэтапного развития совмещают в пространстве золото-медно-молибденовую минерализацию. Их возрастная последовательность сегодня не определена. Золотоносной является габбродиорит-плагиогранитная ассоциация, слагающая многочисленные мелкие тела. По возрасту (около 98 ± 5 млн лет), а в некоторой части и по составу, породы этой ассоциации сходны с породами Араратского массива [1]. Состав магматических комплексов свидетельствует о вероятном корово-мантийном, нижнекоровом уровнях их происхождения.

Интрузивно-купольно-кольцевая структура Соболиного золоторудного узла характеризуется концентрической рудной зональностью. В ее центре развиты проявления золотомедной минерализации (рудопроявление Диоритовое), которое к северо-востоку на периферии свода сменяется сурьмяно-цинковой (рудопроявление Соболиное-1). Южный и северный фланги свода характеризует пирит-арсенипиритовая минерализация с висмутом и золотом (рудопроявления Каменистое и Порубское). На правом берегу р. Правая Антоновка, на границе с Кавалеровским оловорудным районом, развиты мелкие тела оловянно-редкометалльных грейзенов (рудоп-

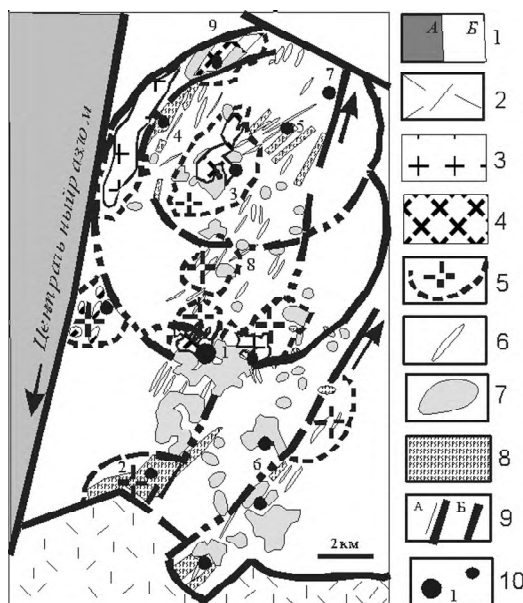


Рис. Тектоноическая схема Соболиного рудного узла с элементами металлогении. 1 – террейны: Самаркинский – аккреционной призмой средней юры-берриаса (А), Журавлевский – синсдвигового турбидитового бассейна раннего мела (Б), 2 – поздне-меловые вулканогенные образования Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса; 3–5 – позднемеловые интрузии: 3 – граниты; 4 – диориты; 5 – контуры массивов на глубине по гравиметрическим данным; 6 – дайки; 7 – эндогенные литохимические ореолы золота; 8 – гидротермально-метасоматически измененные осадочные породы; 9 – разломы: а – установленные с направлением сдвига, б – контролирующие россыпи золота; 10 – месторождения и рудопроявления золота и их номера: 1 – Лазурное, 2 – Каменное, 3 – Диоритовое, 4 – Порубское, 5 – Корейское, 6 – Правое Восьмое, 7 – Соболиное-1, 8 – Среднее, 9 – Кабанье.

роявление Фановское), связанные с гранитами Центрального Сихотэ-Алиньского разлома. Открытое здесь в 1989 г. месторождение Искра содержит промышленные медно-оловянные руды с золотом (1 г/т) и сурьмой.

Зональность также проявлена в пространственном изменении пробности золота. Россыпи относительно высокопробного золота (809, 887, 909 ‰) кл. Степанова (левый приток р. Соболиная Падь) и р. Изюбриной обрамляют с юга ядро свода. В его внешней части россыпи верховьев рек Соболиная Падь, и Красная Речка содержат умеренно низкопробное золото (728, 731, 785 ‰), а в россыпях ключей Безымянный и Каменистый сменяется низкопробным золотом (666, 670 ‰). Относительно высокопробное золото (809–909 ‰) пространственно ассоциирует с площадью выходов позднемеловых интрузивов диоритов и гранодиоритов и зонами контактового метаморфизма. Границы ореолов контактового метаморфизма почти полностью совпадают с контурами полей шлихового рассеяния золота. Низко и умеренно пробное золото (666–785 ‰) пространственно ассоциирует с вулканическими и вулканоплутоническими комплексами Извилинской депрессии. Их источником, по-видимому, являются рудопроявления золотокварцевой малосульфидной формации [5]. Изучение химического состава самородного золота из россыпей показывает, что постоянными его элементами являются – серебро, медь и сурьма, в отдельных пробах являются висмут, магний, свинец, железо. Наличие элементов примесей в самородном золоте характеризует минеральный состав руд и геохимический тип коренных источников. Медь, сурьму, висмут, свинец и серебро следует считать элементами спутниками и индикаторами золотого оруденения.

В ходе проведенных структурных исследований, анализа фактического и литературного материала установлено, что главным фактором образования структур месторождений Соболиного рудного узла является доминанта сдвиговой тектоники

в условиях левостороннего перемещения блоков пород вдоль Центрального разлома и оперяющих его сдвигов. Северо-восточные разломы образуют сдвиговый дуплекс, ограничивающий с флангов кольцевую интрузивно-купольную структуру, которая при левостороннем сдвиге испытала растяжение в результате вращения блоков против часовой стрелки. Структуры вращения картируются в виде флексурных изгибов и кольцевых разломов, обладающих специфическим геометрическим рисунком в плане. Вращающиеся блоки фундамента образовали ядро, окаймленное кольцевыми разломами, степень выраженности которых зависит от амплитуды поворота. При малых амплитудах смещения образуются флексуры, и полосы кинг-банда с эшелонированной расстановкой штокверковых кварцевых жил, при существенных – магистральный разрыв с оперением, трансформированный из эшелонированных трещин. Большая роль сдвигов обеспечивалась развитием структур растяжения, ориентированных преимущественно в северо-западных румбах параллельно региональному напряжению сжатия. В сдвиговых зонах приоткрывалась вертикальная система трещин, параллельная максимальному (горизонтальному) и среднему (вертикальному) напряжению сжатия эллипсоида деформаций [3]. Разрывы иной ориентировки оставались закрытыми. Такая обстановка была благоприятна для вертикальной миграции магматического и рудного вещества. Раздвиги различались глубинами заложения, что обусловило сложный гибридный состав флюидов, их многокомпонентность и слабую дифференциацию в магматогенно-рудных системах. Выявленная рудная зональность главным образом отражает различные РТ-условия осаждения минералов и уровень эрозионного среза магматических рудообразующих систем.

Литература

1. Гоневчук В.Г., Крылова Т.Л., Орехов А.А., Гоневчук Г.А., Кокорина Д.К. Особенности флюидного режима при формировании систем с медно-молибденово-золотой и медно-оловянной минерализацией (Искра-Соболиный узел Кавалеровского района, Приморье) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 1. С. 5–20.
2. Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1977. № 3. С. 101–112.
3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 163
4. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
5. Хохряков Н.А. Применение шлихового минералого-геохимического метода при прогнозе и поисках золоторудных месторождений // Советская геология. 1990. № 9. С. 22–28.
6. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 111 с.
7. Petryshchevsky A.M. Structural setting of ore deposits in the Tauhkha terrane (Southeast Sikhote-Alin) // Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins. Vladivostok: Dalnaya, 2004. P.P. 51–54.

РАЗДЕЛ III

МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Е.А. Бессонова, Л.А. Изосов, С.А. Зверев

**ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКОГО ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕТАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ СЪЕМОК**

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

В последние годы возрос интерес к прибрежной акватории залива Петра Великого - наиболее близкому к урбанизированной части Приморья, развивающейся в условиях интенсивного строительства и рекреационного освоения, источнику минерального сырья – скоплений углеводородов, подземных резервуаров природных пресных вод и т.п. Кроме сугубо практической ценности прибрежная акватория представляет большой теоретический интерес, как область, расположенная в краевой части Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан.

В 2004-2010 гг. в результате детальных геомагнитных исследований западной части залива Петра Великого получены новые данные, позволяющие по иному рассматривать основные вопросы геологии, тектоники, геодинамики и размещения минеральных ресурсов на стыке континентальных и окраинно-морских структур.

Фактический материал представляет собой: результаты магнитных съемок на акватории прибрежной зоны залива Петра Великого М 1: 100000, на островах, расположенных южнее о. Русский: Попова, Рейнеке, Рикорда, Моисеева, Сергеева, Кротова, Циволько, Наумова, Клыкова, Желтухина и островах Антипенко, Сибирякова М 1: 5000; 9291 измерений магнитной восприимчивости горных пород в естественном залегании - береговые обнажения и выходы коренных пород на островах; 3) лабораторные определения элементов намагниченности образцов горных пород.

Аномальное магнитное поле (АМП) западной части прибрежной акватории залива Петра Великого неоднородно (рис. 1). Акватория Амурского залива характеризуется сглаженной отрицательной аномалией, а расположенные восточнее острова и акватория – выкоамплитудными мозаичными положительными магнитными аномалиями. Простираение аномальных зон – северо-восточное, согласно общему простираению современных геологических структур обрамления Амурского залива. Положительные и отрицательные магнитные аномалии имеют независимую структуру, и обусловлены различными источниками.

На островах Попова, Рейнеке, Рикорда, Моисеева, Сергеева, Кротова, Циволько, Наумова, Клыкова, Желтухина, сложенных преимущественно магматическими образованиями верхнепермского возраста, выявлена резкая дифференциация магнитной восприимчивости по комплексам пород. Наиболее магнитными на островах являются интрузивные образования основного состава муравьевского комплекса, которые, в свою очередь, также значительно различаются по магнитной восприимчивости (рис. 2). Статистические распределения магнитной восприимчивости габброидов о. Рейнеке и меланократовых разностей габбро о. Попова обладают значительным сходством (рис. 2b, 2c): и те и другие имеют моду в интервале $30 \sum 40 \times 10^{-3}$ ед. СИ. Величина магнитной восприимчивости габбро о. Рикорда меняется в широких пределах от 3.46×10^{-3} ед. СИ до 436×10^{-3} ед. СИ и имеет бимодальное распределение (рис. 2e): 43.5% значений попадает в интервал

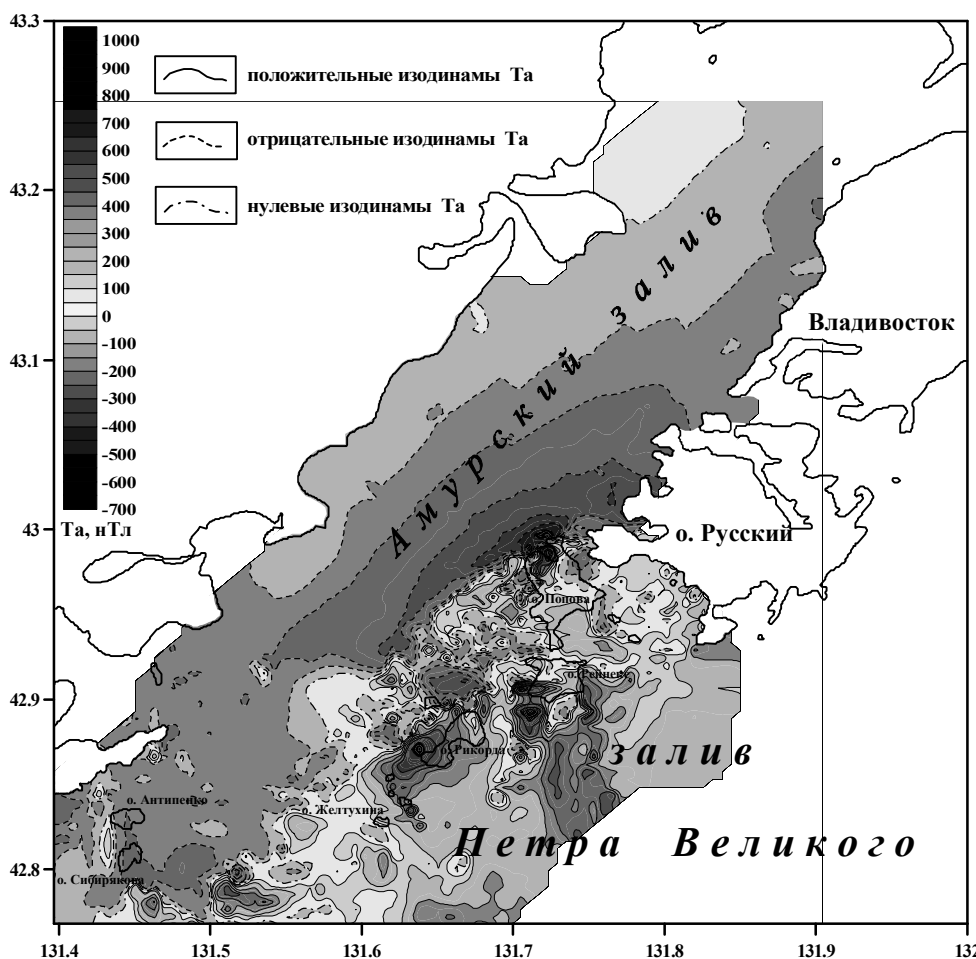


Рис. 1. Аномальное магнитное поле (Ta) северо-западной части залива Петра Великого М 1: 100000.

$15 \pm 45 \times 10^{-3}$ ед. СИ, 42 % характеризуются распределением магнитной восприимчивости идентичным микроаббро о. Попова. Максимальные значения магнитной восприимчивости габброидов связаны с зонами развития гидротермального жильного магнетита, который установлен на участках развития скарнов в северной части о. Попова, в зоне широтного разлома (западная часть о. Попова), в северной части о. Рикорда. Она составляет 372×10^{-3} ед. СИ (о. Попова) и 436×10^{-3} ед. СИ (о. Рикорда). Мощность жил, содержащих гидротермальный магнетит достигает 15–20 см.

Сопоставление результатов натуральных наблюдений, петрографического анализа и измерений магнитной восприимчивости габброидов позволяет сделать вывод о неравномерном распределении магнитных минералов (магнетит, титаномагнетит), связанном с дифференциацией магматического материала в процессе многофазного внедрения, а также с гидротермальной жильной магнетитовой минерализацией. Направление вектора намагниченности позднепермских интрузивных образований

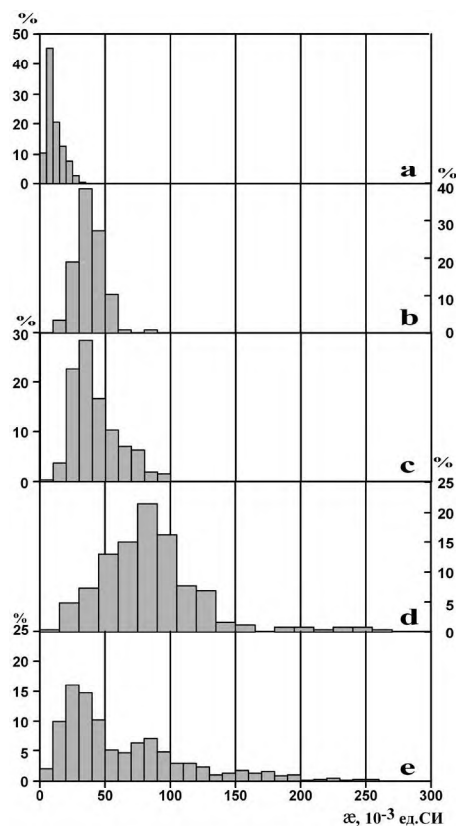


Рис. 2. Гистограммы магнитной восприимчивости габбро: а – лейкокатовые габбро о. Попова, б – габбро о. Рейнеке, с – меланократовое габбро о. Попова, д – габбро в зонах гидротермальных изменений о. Попова, е – габбро о. Рикорда.

основного состава совпадает с таковым современного магнитного поля; коэффициент Кенигсбергера (Q) не превышает -1 , максимальная величина намагниченности 402×10^{-2} А/м.

Острова Антипенко и Сибирикова, расположенные в южном замыкании Амурского залива, сложены слабомагнитными андезитами, андезидацитами славянской толщи ($\chi - 2-3 \times 10^{-3}$ ед. СИ), верхняя возрастная граница которой соответствует началу миоцена (22.9 млн. л) [1]. Вектор остаточной намагниченности этих вулканитов имеет обратное современному полю направление, а величина ее составляет $5-22 \times 10^{-2}$ А/м.

Количественная интерпретация АМП, выполненная в двумерном варианте с использованием данных о магнитных свойствах горных пород островных территорий показала, что морфология, интенсивность и природа положительных магнитных аномалий, занимающих значительные площади, в юго-восточной части акватории определяется, прежде всего, генезисом и особенностями размещения позднепермских вулканоплутоническими образований основного состава. Нижняя кромка аномалообразующих объектов в районе островов Попова, Рейнеке, Рикорда расположена на глубине 0.6–2 км. Мозаичная структура положительных магнитных аномалий обусловлена морфологическими особенностями верхней кромки геологических тел и неравномерным характером распределения намагниченности. Неоднородность магнитных свойств отдельных блоков массивов габброидов является результатом: 1) сложной дифференциации магматических расплавов при их становлении, 2) ассимиляции вмещающих пород, 3) гидротермальных изменений, метаморфизма и выветривания пород. Все это привело к значительному изменению состава и количественного содержания магнитной фракции, в том числе, к образованию аномально высокого содержания магнетита в зонах жильной минерализации.

Источником отрицательной протяженной магнитной аномалии Амурского залива по нашим расчетам, скорее всего, является вулканогенно-интрузивное тело ограниченной мощности, сформированное в раннем миоцене, нижняя кромка которого расположена на значительной глубине (3–5 км).

Следует подчеркнуть, что в континентальном обрамлении Амурского залива активно проявлен раннемиоценовый–плиоценовый основной, реже кислый магматизм: здесь широко распространены вулканические покровы, входящие в состав славянской толщи, зайсановской и шуфанской свит. По-видимому, они имеют мощные корневые (интрузивные) зоны, которые и отражены в АМП Амурского залива. Рассматриваемая территория в миоцене-плейстоцене отличалась очень высокой тектонической активностью, о чем свидетельствует наличие в этом районе многочисленных кайнозойских (часто угленосных) депрессий, выполненных молассовыми отложениями. Указанные особенности геологии Амурского залива и его континентального обрамления связаны с гималайским тектогенезом, в результате которого произошло раскрытие Японского окраинного моря.

Литература

1. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Кайнозойский магматизм Юго-Западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.

Т.В. Володькова

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ГОРЯЧИХ ТОЧЕК ПРИАМУРЬЯ**

Институт Тектоники и Геофизики им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Приамурье сравнительно слабо изучено геолого-геохимическими методами; для плюмовых структур здесь особое значение приобретают геофизика. Плюмы и горячие точки Приамурья выявлены комплексом региональных глубинных методов: магнитотеллурического зондирования (МТЗ), измерений теплового потока в глубоких скважинах, гравитационного и электромагнитного моделирования с привлечением сейсмических данных ГСЗ и МОВЗ [3, 7]. В результате построены плотностные разрезы литосферы (до глубин 220-250 км) и геоэлектрические разрезы до глубин 300–350 км, практически, до подошвы астеносферы и определены контуры плюмов и горячих точек на границе Мохо. Вероятно, плюмы Приамурья – структуры нижне-мантийного (?) заложения, диаметром порядка 1000 км; с ними сопряжена система горячих точек – относительно локальных, диаметром 150–300 км, структур астеносферного заложения. Вывод о глубинности заложения структур сделан на основе геоэлектрического моделирования, в отдельных случаях достоверно проследившего их корни до глубин около 400 км (Нижне-Амурская горячая точка) [3]. С учетом положений Н.А. Добрецова и И.Д. Рябчикова [5, 6], источник плюмов, скорее всего, тепловой и корни плюмов на геоэлектрических разрезах также представляют собой тепловые аномалии. Перенос собственно плюмового вещества, обогащенного флюидами, начинается со значительно менее глубоких горизонтов, которые фактически и являются источниками плюмового магматизма. Для горячих точек такие источники расположены не глубже верхов астеносферы. По данным сейсмогравитационного моделирования, в ареалах активных горячих точек в астеносфере выделяются плотностные аномалии, характеризующие, по-видимому, источники частично расплавленного плюмового вещества (“голова плюма”).

При изучении магматических ареалов плюмовой природы велико значение данных крупномасштабных аэрогеофизических съемок. Естественные радиоактивные элементы (ЕРЭ) в процессах кристаллизационной дифференциации характеризуются высокой несовместимостью; они используются для определения природы магматических комплексов, с учетом разработанных автором принципов постоянства отношений ЕРЭ. Для неизменных магматических пород, образовавшихся в закрытых магматических очагах, вне зависимости от основности, типичны постоянные отношения ЕРЭ. За счет притока вещества плюмов в открытом очаге, от фазы к фазе, условия дифференциации магм значительно меняются, а отношения ЕРЭ резко варьируют. Фоновые характеристики отношений ЕРЭ магматических комплексов и тел минимально зависят от погрешностей измерения, сопоставимы с результатами наземных исследований и применимы в качестве трехэлементного петрогеохимического метода. Они очень эффективны при определении геодинамической природы магматических комплексов либо связи их с обогащенными мантийными резервуарами; показана высокая роль плюмового магматизма в формировании рудоносных магматических комплексов [2, 3].

Контур на границе Мохо континентального плюма мезозойско-кайнозойского возраста расположен на западном окончании Монголо-Охотской складчатой облас-

ти, вблизи точки пересечения трех плит – Амурской, Евразийской и Охотоморской [7]. На основе карты изоглубин кровли астеносферы:

1) в контуре Мая-Селемджинского плюма наблюдается резкий подъем астеносферы до глубин 50 км на фоне 120–180 км;

2) в котловине Охотского моря с Мая-Селемджинским плюмом сопряжена плюмовая структура близкого размера, образуя с ним единую систему (Курильский ди-апир (плюм));

3) в центральной части системы два плюма разделены перемычкой, расположенной в Охотском море на продолжении линии побережья.

Контур Цзямусы-Буреинского плюма палеозойского возраста аналогичен по форме и размерам Мая-Селемджинскому, но сдвинут относительно его на Буреинский массив. Вероятно, оба плюма, палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста, определяют одну структуру, положение которой с палеозоя до настоящего времени постепенно смещалось на северо-восток. С учетом современных данных о движениях плит, такое смещение не соответствует классической теории плюмов (скорее, плюм должен был двигаться в обратном направлении). По-видимому, это несоответствие отражает сложную пострифейскую историю развития региона, где выделяется большое количество малых плит и микроконтинентов, смещающихся относительно друг друга.

Мая-Селемджинский плюм сопровождается серией мезозойско-кайнозойских активных и неактивных горячих точек; в их ареалах широко развит магматизм плюмовой природы. Активные горячие точки приурочены к внутренним частям проекции мантийного среза плюма на дневную поверхность; неактивные, в которых магматические процессы практически завершены, к внешним частям.

Характеристики геофизических полей ареалов горячих точек отражают их современное состояние. Геолого-геохимические данные по плюмовому магматизму доказывают, что многие горячие точки заложены в позднем мезозое; они активно развивались до настоящего времени, и как будто не меняли своего положения [3]. Такой вывод противоречит классическим положениям тектоники плит и плюмов. Мезозойско-кайнозойские магматические образования на территории Дальнего Востока России хорошо проявлены в рельефе; по отношению к складчатым структурам фундамента, в том числе, мезозойским, они имеют ярко выраженный секущий характер, подчеркивающий их наложенность. Мезозойско-кайнозойские магматические комплексы сосредоточены в вулканоплутонических окраинно-континентальных и внутриконтинентальных поясах, под которыми понимаются системы двух субпараллельных сближенных в пространстве поясов – орогенного и вулканического. Эти пояса характеризуются определенным, совершенно закономерным положением по отношению к палеоокеану и имеют другие черты, подчеркивающие их генетическое родство. По петрохимическим данным, только небольшая часть магматических пород в вулканоплутонических поясах относится к проявлениям внутриплитного (собственно плюмового) магматизма, основная часть обычно относится к субдукционному либо коллизионному типу.

Ранее кажущаяся неподвижность горячих точек объяснялась эффектом унаследованности развития региона (сохранением тенденций развития) и тем, что структурно-тектонический план в ареале каждой горячей точки практически не менялся с позднего мезозоя. Воздействие плюма при этом определялось циклическими вспышками плюмового магматизма [3]. Но если плиты (и траектории горячих точек) испы-

тали с мезозоя сильные смещения, такое объяснение вызывает большие сомнения. Необходимо учесть три момента.

Во-первых, в ареалах всех горячих точек картируются продукты доплюмового, плюмового и постплюмового магматизма, которые формируются в мезозойско-кайнозойских наложенных вулканических поясах, в ослабленных зонах глубинных разломов. Продолжительность собственно плюмового цикла магматизма в ареале горячей точки относительно мала (одна-несколько коротких фаз). Вспышки плюмового магматизма могли быть обусловлены активизацией тектонических процессов (резкими перемещениями плит); в промежутках между ними плиты могли двигаться гораздо медленнее. В таком случае, период развития горячей точки был относительно коротким, выполнялся вышеупомянутый эффект унаследованности развития, а в дальнейшем перемещался только след горячей точки, что вполне объясняет тектонику неактивных точек. Тем не менее, в ареалах активных точек совмещены продукты мезозойского и современного плюмового магматизма; такие горячие точки могли развиваться длительно, и в этот период плиты смещались на значительное расстояние.

Во-вторых, горячие точки Приамурья четко приурочены к двум линейным зонам. Краевая юго-восточная зона рифтов и расколов на Сибирской платформе возникла в раннем докембрии, вследствие ее взаимодействия со смежными структурами; она подчеркивается цепочками зеленокаменных поясов (Удыхинский, Чумиканский, Утукачанский), а частично – разрывными нарушениями, в том числе, региональным Учуро-Майским диаклазом, залеченным позднерифейскими габбро-диабазами. В этой зоне выделяется серия горячих точек диаметром около 150 км (Зейская, Верхне-Зейская, Токо, Кондер, Ингили), расположенных на одной оси северо-восточного простирания, причем промежутки между центрами этих структур равны. Зона рифтов и разломов имеет изогнутую форму; характерно, что Зейская горячая точка относится к структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Этот факт можно объяснить постепенными смещениями Сибирской платформы и тем, что горячие точки – мантийные (подлитосферные) образования и слабо связаны с коровыми и литосферными блоками.

Вторая зона линейной формы расположена в краевой части Амурской плиты, в области прилегающих краевых прогибов (Ольдойского, Гагско-Сагайского) и континентальных вулканических поясов; эти признаки подчеркивают ее рифтогенную природу. В этой зоне также выделяется ряд горячих точек диаметром 150 км – Нижне-Амурская, Буреинская, Зейская, Верхне-Амурская. По данным сейсмогравитационного моделирования, с обеими зонами в ареале Мая-Селемджинского плюма коррелируются максимальные подъемы мантии, которые сопровождаются областями активного (современного) плюмового магматизма. Для этих зон типичны мантийные валы, а также периодичная (регулярная) сеть горячих точек; в обеих зонах горячие точки имеют примерно одинаковый диаметр (около 150 км) и интервал между ними постоянен. Формирование краевых зон и регулярных горячих точек в них объясняется процессами подлитосферной конвекции; диаметры горячих точек и размеры интервала между ними определяются величиной астеносферных ячеек и доказывают верхнеастеносферный характер конвекции [1]. При дешифрировании космических снимков Приамурья давно установлено, что кольцевые структуры Приамурья по своим размерам составляют несколько дискретных групп. Одна из групп космоструктур диаметром 150 км, непрерывной цепью прослеживалась в краевой час-

ти ЦАСП и Сибирской платформы; их количество явно превышало число описанных выше горячих точек [3, 7]. Раньше этот факт не получил должного объяснения, теперь же ясно, что кольцевые магматогенные структуры связаны с процессами конвекции и характеризуют периодичность астеносферных ячеек.

В-третьих, в связи с недостатком данных по тепловому потоку, следует предположить, что реальное количество горячих точек в Приамурье гораздо больше. Все вулканоплутонические пояса Приамурья связаны с региональными глубинными разломами, расположенными радиально по отношению к Мая-Селемджинскому плюму. Явление периодичности кольцевых магматических структур одного диаметра (чаще, очаговых структур, выделенных по космоснимкам и геофизическим данным) типично для всех поясов и может быть подтверждено классическими примерами. Таким образом, вопросы формирования плюмов и горячих точек, можно объяснить процессами конвекции в верхней астеносфере, причем горячие точки образуются в относительно неподвижных волноводах – глубинных разломах вулканоплутонических зон. Вероятно, положение этих разломов в мезозое – кайнозое было относительно устойчиво, а все перемещения плит осуществлялись вдоль них.

Подобная модель формирования периодических горячих точек, связанных с мантийным диапиром, была получена В.И. Гуниным [4], на основе разработанной им программы решения трехмерной задачи тепломассопереноса в вязких средах. Согласно этой модели, всплывающий литосферный диапир, вокруг которого формируются горячие точки, является производным астеносферной частично расплавленной линзы, содержащей флюиды (плюма). Диаметр плюма порядка 1000 км, предположительно, он имеет нижнемантийное заложение [4]. Модель впервые доказывает, что с таким плюмом закономерно связана радиальная сеть малых структур (горячих точек). Эта сеть тем гуще и лучше проявлена, чем дальше развивается плюм. Модель разработана для системы горизонтальных бесконечных (не ограниченных по латерали) пластов различной вертикальной мощности. В реальных условиях, волноводами для конвективных латеральных перемещений могут служить крупные разломы мантийного заложения.

Литература

1. Барышев А.И. Периодические геодинамические и металлогенические системы. М.: Наука, 1999. 263 с.
2. Володькова Т.В. Характеристики отношений ЕРЭ гранитоидов различных геодинамических типов // Гранитные батолиты в геологическом строении и геологической истории Северо-Востока Азии // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Тез. докл. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 2008. С. 68–71.
3. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
4. Гунин В.И. Оценка условий формирования и развития диапиров в литосфере и земной коре на основе численного эксперимента // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Тез. докл. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 97–101.
5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика / РАН, Сиб. от-ние объедин. ин-та геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ. СО РАН, 1994. 299 с.
6. Рябчиков И.Д. Механизм и условия магмообразования в мантийных плюмах // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 548–555.
7. Tectonic map of the Central Asian-Pacific belts Junction Area. S. 1:1500000 / Compiled by Karsakov L. P., Zhao Chunjing et al. RAS FEB Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics; China Geological Survey; Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources. Khabarovsk-Shenyang. 2001. 6 sh.

П.Ю. Горнов¹, О.В. Веселов², Г.З. Гильманова¹

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОХОТСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА

¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

Геотермическая изученность в регионе крайне неравномерна, на значительных пространствах северо и северо–запада исследования находятся в начальной стадии. Относительно плотная сеть измерений теплового потока (ТП) имеется на акваториях, прилегающих к северо–восточной окраине Евразии и осадочных бассейнах северо–востока Китая. Эти данные получены многолетними исследованиями российских, японских, китайских геофизиков [3, 7].

В целом существующая геотермическая информация для региона недостаточна обобщена. После последних построений 90-х годов появились новые данные, новые технологии. Поэтому актуально и важно обобщить существующий геотермический материал, построить более детальную карту распределения ТП в программной среде ArcGis и на ее основе провести расчет и построение карт мощности литосферы и температуры на поверхности Мохоровича.

Исходными данными при расчетах служили сведения о ТП и глубинном строении, по которым выполнялась оценка температур в литосфере региона. Температуры находились из решения одномерного, стационарного уравнения теплопроводности для каждого измеренного значения ТП определялись температуры на поверхности Мохоровича и глубины изотермы 1200°С, которая отвечает зонам частичного плавления вещества мантии и расположена на подошве литосферы (геотермический метод определения мощности литосферы). Расчеты выполнялись в предположении, что современное температурное поле литосферы региона в основном может быть описана стационарным уравнением теплопроводности.

Глубинное строение основных типов земной коры и верхней мантии строилось на основании модели CRUST 2 ((A new global crustal model 2000), которая состоит из блоков размерами 2×2 градуса, в каждом из которых участвует пять слоев и шестой слой–верхняя часть мантии. Для каждого слоя по литературным данным были присвоены значения коэффициента теплопроводности и теплогенерация [1, 4, 5] Таблица.

Рассматриваемый регион включает в себя чрезвычайно сложные по геологическому строению Алдано–Становой и Сино–Корейский щиты, вместе с тем, он находится в области взаимодействия Центрально–Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов [2]. Между указанными выше древними щитами расположены разного рода и размера геологические образования: микроконтиненты (микроплиты, массивы с древним метаморфизованным фундаментом), аккреционные и коллизионные складчатые системы (орогенные пояса) и многочисленные наложенные и рифтогенные впадины. Также к нему отнесены окраинные Охотское и Японское море. Основные морфоструктурные элементы этих морских котловин: шельфы, подводные плато, возвышенности, глубоководные впадины.

Построение карт распределения ТП и мощности “геотермической” литосферы производилось с помощью модуля ArcGis Geostatistical рис.

Исследуемый регион обладает не высокими значениями геотермических параметров. Величины ТП и геотермического градиента (ГГ) часто ниже среднеземных.

Таблица

Тип коры	Островодужная		Шелф		Конт. окраины		Океаническая	
	λ	A	λ	A	λ	A	λ	A
Неконсолидированные осадки	–	–	–	–	–	–	1.0	1.0
Консолидированные осадки	1.8	0.8	–	–	1.6	0.8	–	–
Верхняя кора	2.4	1.0	2.4	1.0	2.4	1.0	–	–
Средняя кора	2.5	0.3	2.5	0.3	2.5	0.3	2.5	0.3
Нижняя кора	2.6	0.2	2.6	0.2	2.6	0.2	2.6	0.14
Верхняя мантия	5	0.04	5	0.04	5	0.04	6	0.04

Примечание: λ –коэффициент теплопроводности (Вт/мК), A–теплогенерация (мкВт/м³).

Простирание аномалий ТП в целом соответствует направлению геоморфологических и тектонических структур. На востоке России аномалии ТП, как и структуры, ориентированы в меридиональном и северо–западном направлении, на северо–востоке Китая – в северо–восточном и субмеридиональном.

Геологические структуры со стационарным тепловым режимом – щиты, срединные массивы, молодые осадочные бассейны обладают невысокими значениями ТП (45 Σ 55) мВт/м² и ГГ (25 Σ 30) К/км. Наименьшая величина ТП 47 мВт/м² и ГГ 21 К/км характерна для Алдано–Станового щита. Средние значения ТП и ГГ на Сино–Корейском щите составляет 56 мВт/м² и 29 К/км.

Нестационарный режим охлаждения характерен для большей части орогенных поясов региона, закончивших активную фазу своей тектономагматической деятельности (Селенга–Становой, Северо–Хинганский, Сихотэ–Алинский и др.). Для этих структур типичны слабоповышенные значения ТП и ГГ (45 Σ 60) мВт/м², (25 Σ 30) К/км. Глубинная энергия в этих районах продолжает выноситься термальными водами и в наши дни, образуя многочисленные геотермальные зоны (Тумнинская, Кульдурская, Даляньская и др.) с аномально высокими значениями ТП более 100 мВт/м² и ГГ более 50 К/км.

Геологические структуры с нестационарным тепловым режимом верхнекорового разогрева связанного, в первую очередь, с экранизацией тепла слаболитифицированными терригенными осадками и, возможно, повышенной радиоактивностью пород чехла и фундамента, кайнозойские рифтогенные впадины – все они обладают повышенными значениями ТП (70 Σ 90) мВт/м² и ГГ (30 Σ 40) К/км. К структурам этого типа относятся кайноско–мезозойские наложенные и межгорные впадины (Южно–Якутская, Буреинская, Верхне–Зейская и др.), рифтогенные впадины северо–восточного Китая – Бохайская, Ляохе, Сунляо.

Среднее значения ТП Японского моря составляет 93 мВт/м². Вся акватория покрыта аномалиями, в крупных положительных аномалиях ТП достигает 100–150 мВт/м² в их центральных частях, южной части Татарского пролива ТП превышает 100 мВт/м². Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/м². Увеличины значения ТП во впадинах Дерюгина и ТИНРО 87 и более 100 мВт/м²

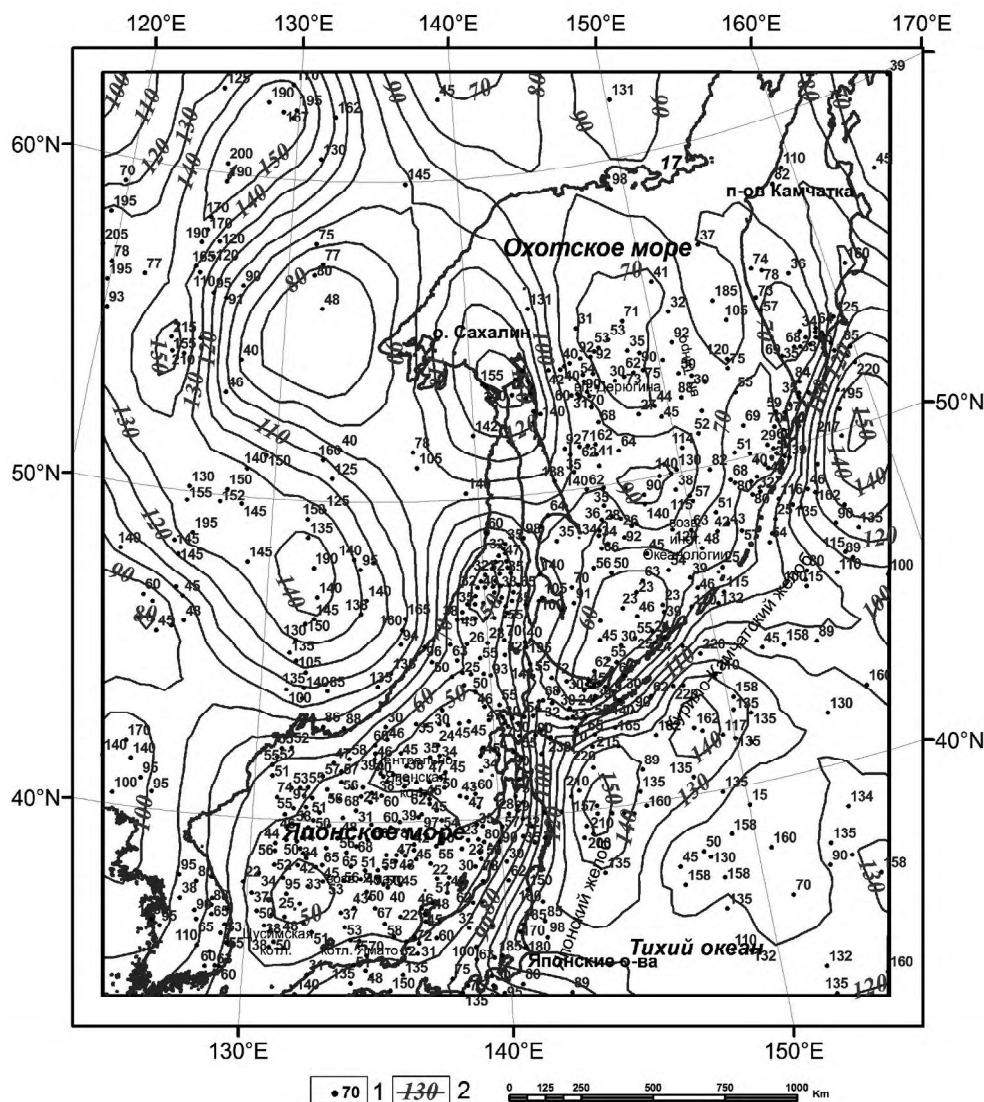


Рис. Карта теплового потока и мощности литосферы региона.
1—пункты измерения ТП ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 2—изолинии мощности литосферы (км).

соответственно, Центрально–Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного ТП ($60 \text{ мВт}/\text{м}^2$) [6].

Температуры на поверхности Мохо (М) изменяются от 400°C (Алдано–Становой щит) до $1000\text{--}1150^\circ\text{C}$ в глубоководных впадинах окраинных морей (Курильская котловина, впадина Дерюгина), Татарском проливе и обрамляющих окраинные моря островных дугах (Японской, Курило–Камчатской). Минимальные значения температур наблюдаются в докембрийских блоках и массивах $400\text{--}600^\circ\text{C}$. Температуры в осадочных и рифтогенных на суше (Бохайская, Ляохе, Сунляо, Верхнебуреинская) и морских впадинах (Центрально–Японская, Цусимская, Дерюгина) достигает $700\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Глубины до кровли астеносферы региона изменяются от 50 (Цусимская, Центрально–Японская) до более чем 160 км (север Сибирской платформы). Прослеживается поднятие кровли астеносферы по южной окраине Алдано–Станового щита и Монголо–Охотского орогенного пояса в сочленении их с Сихотэ–Алинским орогеном (90–110 км). Сихотэ–Алинский ороген фиксируется постепенным изменением мощности литосферы с запада на восток от 100 до 60 км за исключением Нижне–Амурского района, в пределах которого литосфера утолщается до 130 км. На юге региона область сокращения мощности литосферы 80–100 км отвечает восточному блоку Северо–Китайской платформы. Юго–Восточная часть Сибирской платформы имеет утолщенную литосферу 120–150 км на Алдано–Становом щите и свыше 160 км на севере платформы. На Японском и Курило–Камчатском желобах мощность литосферы достигает 120–150 км. Сокращение мощности литосферы наблюдается во всех глубоководных впадинах до 50–70 км и утолщение ее до 90 км на возвышенностях (возв. инст. Океанологии).

Заключение

Как температуры на поверхности Мохоровича, так и глубины до кровли астеносферы в первую очередь зависят от величин ТП. Значения ТП и мощности литосферы связаны обратным соотношением. Зонами повышенных и высоких значений ТП характеризуются области с сокращенной мощностью литосферы и высокими температурами на поверхности М. Это может свидетельствовать о тепловой активности верхней мантии, термической деструкции земной коры и, отчасти, о ее теплоизолирующем эффекте. Мантийная составляющая ТП окраинных морей составляет 80–90 % от общей величины, тогда как для областей континентального обрамления мантийный ТП не превышает 30–40 %. Локальные аномалии ТП, температуры, мощности литосферы в первые десятки километров в основном обусловлены нерегулярностью форм рельефа, контрастной теплопроводностью нижних слоев осадочного чехла относительно вмещающей толщи кристаллического фундамента, наличием источников дополнительного тепла. В этом случае амплитуда ТП в 2–3 раза превышает среднее для области значения, а источники этих аномалий располагаются на глубинах 10–20 км или менее. Температуры в источниках дополнительного тепла близки к температурам вмещающих пород.

Литература

1. Веселов О.В. Геотермия тектоносферы Японо–Охотоморского региона: Дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2005, 198 с.
2. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Сакс. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. Горнов П.Ю. Тепловое поле Востока Евразии // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли: отв. ред. В.И. Уткин. Екатеринбург, 2009. С. 108–113.
4. Горнов П.Ю. и др. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально–Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и разведка. 2009. Т. 50, № 5. С. 630–647.
5. Левин Л.Э. Строение термической литосферы и астеносферы в океанах и на континентах // Геотектоника. 2006. № 5. С. 39–49.
6. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / Отв. ред. К.Ф. Сергеев. Владивосток: Дальнаука, 1992. 235 с.
7. Global Heat Flow Data Catalog // Word Data Center.

А.Д. Дучков¹, Л.С. Соколова¹, П.Ю. Горнов², О.В. Веселов²

**МЕРЗЛОТНО-ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ АТЛАС СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
(ПЛАНЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ)**

¹*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск*

²*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

³*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН*

Геотермические параметры земной коры (измеренные и расчетные значения температуры, тепловой поток, сведения о многолетнемерзлых породах и зонах стабильности газогидратов) представляют значительный интерес для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами наук о Земле. В то же время в большинстве случаев эти разнородные сведения содержатся в отдельных малодоступных публикациях, а иногда только в неопубликованных отчетах. В этой связи несомненный интерес представляет периодическое обобщение геотермических материалов в виде специальных каталогов и карт. Первое такое обобщение было выполнено большим коллективом исследователей для Европы в виде *Geothermal Atlas of Europe* [1], состоящего из каталога данных и серии геотермических карт, иллюстрирующих распределение теплового потока (ТП) и температуры (Т) на глубинах 0.5, 1.0, 2.0, 3.0 и 5.0 км. В это же время началось обобщение геотермических данных по территории Сибири и Дальнего Востока и были опубликованы каталоги данных о тепловом потоке [2,3] и последняя карта теплового потока СССР [4]. Собранные при подготовке каталогов информация была использована геотермическими коллективами НИИ СО РАН для подготовки электронного «Геотермического атласа Сибири». Он был в основном завершен в середине 90-ых годов прошлого столетия [5]. «Геотермический атлас Сибири» построен наподобие «*Geothermal Atlas of Europe*» и фактически являлся его продолжением на восток. Электронный атлас был размножен на дисках и разослан во многие организации.

В настоящее время предпринята попытка продолжить обобщение геотермических материалов по всей азиатской части Российской Федерации в рамках проекта 7-1 РАН «Мерзлотно-геотермический (электронный) атлас Сибири и Дальнего Востока». Эту работу целесообразно выполнить именно в настоящее время, пока еще в НИИ работают специалисты, начавшие геотермические измерения в 60–70-х годах прошлого столетия и хорошо знающие экспериментальный материал. К тому сейчас появились новые информационные возможности, которые позволяют представить данные в более совершенном и интересном виде. Исследования выполняются специалистами из НИИ СО РАН (ИНГТ, ИМГ, ИМЗ, ИЗК) и ДВО РАН (ИТиГ, ИМГиГ). К сожалению, финансовую поддержку исследованиям по проекту выделило только СО РАН.

Общая структура нового атласа в основном сохраняется (карты теплового потока, температуры в верхнем пятикилометровом слое земной коры). Запланировано только добавить карту нижней границы многолетнемерзлых пород (ММП). Итоговые материалы проекта ориентированы на оценку геотермальных и криогенных (холод, газогидраты) ресурсов изучаемой территории.

На первом этапе выполнен сбор новой геотермической информации по всей рассматриваемой территории от Урала до Курильской гряды, составление единого каталога, включающего сведения о координатах пунктов измерений, параметрах сква-

жин, значениях теплового потока, температуры на разных глубинах и глубины залегания нулевой изотермы – нижней границы мерзлоты. Все эти данные представлены в виде электронных таблиц разного содержания и формата. Наиболее полно изучена в геотермическом отношении Западно-Сибирская плита. Здесь имеется несколько тысяч скважин с температурными измерениями, средняя глубина их составляет 2–3.5 км. По этим данным выполнено к настоящему времени порядка 1400 определений теплового потока, параметры геотемпературного поля и мерзлоты оценены примерно на 370 площадях. Восточная часть Сибири (Сибирская платформа, Верхояно-Колымская складчатая область) изучена в геотермическом отношении значительно слабее. На этой огромной территории имеется всего порядка 500 скважин, в которых выполнены температурные измерения. По этим материалам в 220 пунктах выполнено определение теплового потока и даны оценки температуры; в 420 пунктах определены параметры мерзлоты. В пределах южного горного обрамления Сибири (Алтае-Саянский и Байкальский регионы) выполнено примерно 300 определений ТП по скважинам и 800 – через дно озера Байкал. По части этих данных выполнены прогнозные оценки температуры верхнего слоя земной коры. В пределах сухопутной части Дальнего Востока (включая Курилы, Камчатку и о-в Сахалин) имеется 130 измерений ТП по скважинам, а в окраинных морях (Берингово, Охотское, Японское) – порядка 480 малоглубинных оценок ТП. Таким образом, результаты исследований собраны и систематизированы в виде базы геотермических данных. Она включает десятки тысяч измерений и оценок температуры, несколько тысяч измерений коэффициента теплопроводности пород и более двух тысяч определений плотности теплового потока. Основу базы данных составили высокоточные измерения Т в скважинах разной глубины (в среднем 2–3 км, максимум 4.5–5 км). Широко использовались также и многочисленные данные производственных организаций, имеющие в целом невысокую точность. При необходимости применялись различные способы прогнозирования Т: экстраполяция термограмм, математическое моделирование, корреляционные соотношения, связывающие ТП и Т на определенных глубинах. Современная геотермическая изученность территории Сибири весьма неоднородна. Недостаточное измерений выполнено в северных и восточных районах.

Проделанная предварительная работа позволила приступить к построению электронных карт с использованием современных геоинформационных систем [6]. В качестве информационно-технологической платформы, обеспечивающей решение задач накопления данных, их первичной обработки и обмена, была выбрана технология картографических web-сервисов, разрабатываемая и декларируемая международной некоммерческой организацией Open GIS consortium (OGC). Спецификации OGC предлагают следующие типы картографических web-сервисов: 1. Web Map Service (определяет параметры запроса и предоставления картографической информации в среде Интернет и др.); 2. Web Feature Service (определяет условия получения и обновления пространственно привязанной информации клиентской частью приложения и др.); 3. Web Coverage Service (расширяет возможности WMS для предоставления растровой географической информации в сети Интернет и др.).

Протокол WMS разработан Консорциумом OGC (Open GIS Consortium) как стандарт для передачи карт и геопространственных данных в Интернет. Если сервер геоданных поддерживает этот стандарт, значит, пользователи имеют возможность просмотра изображений (т.е. карт) с помощью обычного веб-браузера. Сервер геодан-

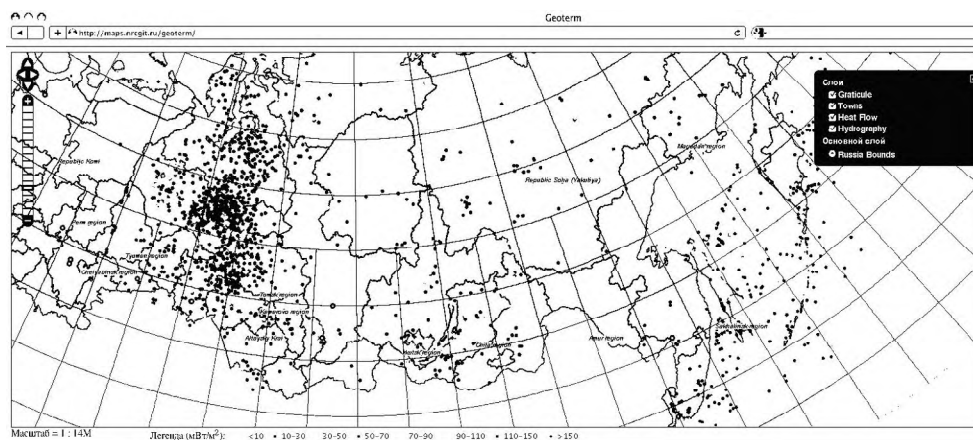


Рис. Фрагмент публикации электронной Карты размещения пунктов измерения теплового потока на территории Сибири и Дальнего Востока в интернете (WEB публикация).

ных по протоколу WMS поддерживает несколько типов запросов: 1. Запрос метаданных сервера (GetCapabilities) – его результатом является XML-документ, который содержит, в частности, перечень слоев и карт, размещенных на сервере; 2. Запрос на подмножество геоданных (GetMap) – его результатом является растровое изображение; 3. Запрос информации по конкретной точке с указанными координатами (GetFeatureInfo) – он определяется как уточнение/расширение запроса GetMap и, по сути, является механизмом получения атрибутики слоя (карты) для задаваемой пользователем точки.

В результате выполненных операций был подготовлен набор слоев, необходимых для публикации карт теплового потока и температуры в интернете по WMS протоколу. Для публикации карт, в Центре геоинформационных технологий ИГМ СО РАН скомпилирован и запущен специальный картографический сервер на основе ПО GEOSERVER, распространяемого по лицензии с открытым исходным кодом (GPL). Он обеспечивает доступ к сопряженной атрибутивной информации. В основе сервиса предполагается использовать создаваемую в настоящее время систему хранения данных с общим объемом дисковой памяти около 40 тбайт. Программная реализация серверной части системы выполнена на основе картографического сервера GEOSERVER, распространяемого на основе лицензии с открытым исходным кодом (GPL). На данном этапе в интернете опубликована Карта теплового потока по адресу <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/>. Остальные карты находятся в работе. На опубликованной карте пункты измерения теплового потока обозначают условными обозначениями (кружками), цвет которых изменяется в зависимости от величины теплового потока. Вид в интернете фрагмента Карты фактического материала (распределения пунктов измерения ТП) показан на рис. Принцип управления электронной картой полностью идентичен управлению системой GoogleEarth. Есть возможность масштабирования (панель слева), включения-выключения слоев (панель под плюсом справа) и получения атрибутивной информации по точечным объектам (щелчок мышью по объекту).

Сведения о геотермических параметрах рассматриваемой территории содержатся в многочисленных публикациях [5, 7–11 и др.]. Вкратце отметим, что, судя по

имеющимся данным, тепловой режим недр Сибири и Дальнего Востока определяется особенностями геологического строения и развития региона. Большую часть рассматриваемой территории занимают две обширные платформы (Западно-Сибирская и Сибирская), заметно различающиеся по тепловому режиму. Западно-Сибирская плита является более прогретой структурой. Тепловой поток плиты в среднем составляет 53–54 мВт/м², местами возрастая до 70–80 мВт/м². Для Сибирской платформы характерно преобладание низких значений ТП, составляющих в среднем 35–45 мВт/м². В ряде районов поток возрастает до 50–60 мВт/м². С юга и востока платформы обрамляются горно-складчатыми областями, аномалии теплового потока (до 70–80 мВт/м²) в которых формируются в основном под влиянием мантийных источников тепла (астеносферные выступы, мантийные диапиры, вулканические структуры, теплогенерация в ходе коллизионных процессов в Байкальской рифтовой зоне, Курило-Камчатском регионе, в окраинных морях). Анализ распределений температуры показывает, что температурные условия в верхнем пятикилометровом слое горных пород определяются в основном величиной тепловым потоком. Однако в северных районах до глубин 1.5–1.7 км прослеживается значительно охлаждающее влияние криолитозоны. Завершения Атласа позволит составить более полное представление об основных закономерностях строения геотемпературного поля Сибири и Дальнего Востока.

Авторы благодарят Д.Е. Аюнова, О.В. Веселова, М.Н. Железняк за представление материалов и участие в работе. Исследования поддержаны Интеграционным проектом №7-1 ОНЗ РАН «Мерзлотно-геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока» (2009-2011).

Литература

1. Geothermal Atlas of Europe / E. Hurlig, V. Cermak, R. Haenel, V. Zuy (Eds.). Potsdam: Geoforschungs Zentrum. Publication 1, 1992.
2. Веселов О.В., Липина Е.Н. Каталог данных о тепловом потоке Востока Азии, Австралии и Запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. 122 с.
3. Каталог данных по тепловому потоку Сибири / Ред. к.т.н. А.Д. Дучков // Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 82 с.
4. Карта теплового потока территории СССР. Масштаб 1:5000000. / Ред-ры В.В. Гордиенко, У.И. Моисеенко // Киев, Ин-т геофизики АН Украины, 1991.
5. Дучков А.Д., Л.С. Соколова. Геотермический атлас Сибири // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы междунар. междисциплин. науч. симпоз. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 45–56.
6. Добрецов Н.Н., Болдырев И.И., Юсупов Р.Д. Гибридные информационные системы для поддержки междисциплинарных исследований // Вычислительные Технологии. 2007. Т. 12. Вып. 3. С. 29–41.
7. Туезов И.К., Веселов О.В., Липина Е.Н. Тепловой поток Запада Тихого океана, Востока Азии и Австралии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. 150 с.
8. Тепловое поле недр Сибири / Ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.
9. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 194 с.
10. Веселов О.В. Структура теплового потока Охотоморского региона // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ, 2000. Т. 1. С. 107–129.
11. Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., В.Я. Подгорный. Геотермические разрезы литосферы области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 630–647.

Е.Г. Иволга

**ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ КИТАЯ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Золотое оруденение для Дальнего Востока является профилирующим. Оно размещается практически во всех геологических структурах в разнообразных геолого-структурных обстановках, формируя широкий диапазон генетических и рудно-формационных типов месторождений. Это явилось причиной создания многочисленных классификаций золоторудных месторождений и многовариантности металлогенического районирования [5–7]. Доминирующими факторами при этом являются прямые признаки рудоносности (наличие рудных концентраций) и слабо учтены факторы глубинного строения. Создание в лаборатории региональной геофизики и петрофизики Института тектоники и геофизики ДВО РАН глубинной основы указанной территории, состоящей из карт мощности и плотности литосферы, литосферной мантии, земной коры, геоэлектрических разрезов МТЗ и петроплотностных разрезов [4], позволило проанализировать в первом приближении положение рудных районов относительно указанных границ раздела [1, 2].

В настоящей работе выполнен специализированный более углубленный анализ положения золоторудных районов относительно основных слоев литосферы. Для этого изучены тренды золоторудных районов юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий Северного Китая в координатах: мощность земной коры – мощность литосферы, мощность земной коры – мощность литосферной мантии, мощность литосферы – мощность литосферной мантии и распределение полученных групп зависимостей в пространстве. Геолого-структурное положение золоторудных районов определено из карты Н.П. Романовского [7].

В координатах мощность земной коры – мощность литосферы золоторудные районы сгруппировались в две крупные, параллельные друг другу, области прямой корреляции в общем поле координат: земная кора 25–46 км, литосфера 60–170 км. Первая область, отражает связь этих компонентов в диапазоне: мощность коры 35–46 км и литосферы 60–135 км, а вторая 25–40 км и 80–170 км соответственно (рис. а). Анализ пространственного размещения указанных областей показал, что по параллели 52° они разделилась на две провинции – Северную, соответствующую первому типу зависимости и Южную, соответствующую второму типу зависимости. Тектоническая интерпретация такого деления состоит в том, что для рудных районов первой провинции характерна деструктурированная литосфера обусловленная вероятно, мезозойскими процессами активизации. При этом деструкция литосферы произошла за счет сокращения мощности литосферной мантии, а не земной коры, т.е процесс имеет глубинную мантийную природу. Литосфера рудных районов второй провинции вероятно меньше затронута процессами мезозойской активизации (более высокий уровень мощности литосферы), а ее сокращение происходило больше за счет сокращения мощности земной коры, т.е. для нее характерны менее глубинные процессы.

В координатном пространстве обеих областей прямой корреляции, выделяются более локальные сквозные группы обратной корреляции, положение которых на графике определяется в основном изменением мощности литосферной мантии. Анализ

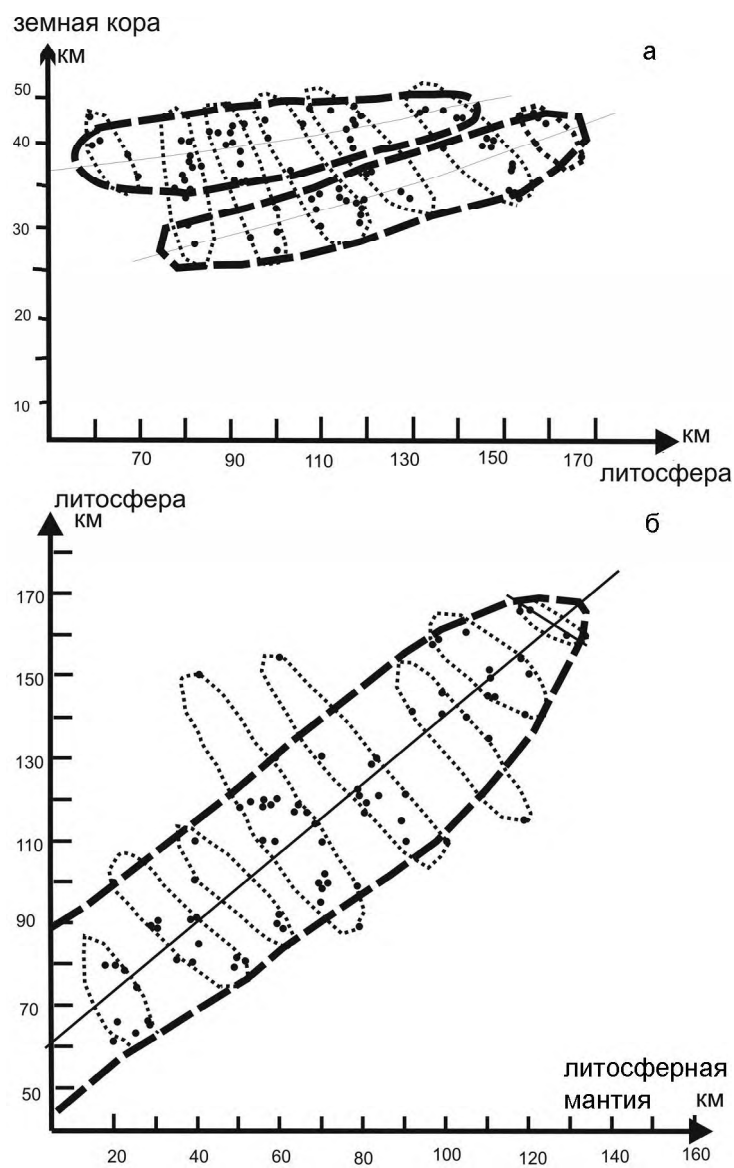


Рис. Распределение золоторудных районов относительно мощности слоев литосферы.

размещения указанных групп в пространстве показал, что для Северной провинции характерны группы обратной зависимости с более контрастными характеристиками литосферы и сложная морфология их размещения, обусловленная сочетанием линейных зон пониженной мощности (Охотско-Становая, Приамурская) и областей повышенной мощности литосферы (Алданский щит). Группы со средними значениями представлены слабо – в пределах юга Верхояно-Колымской орогенной области. Линейные зоны контролируют основную золотоносность этой территории, в ней

находятся крупнейшие месторождения золота. В южной провинции группы имеют меньшую дифференциацию по мощности литосферы. Большинство групп имеют повышенную или среднюю мощность литосферы за исключением южной части Сихотэ-Алиньской орогенной области и северо-западной части Северо-Китайской платформы, которые по уровню характеристик больше тяготеют к Северной провинции. Золотоносность здесь имеет рассредоточенный характер, крупнейшие месторождения золота размещаются в областях повышенной мощности литосферы.

В координатах мощность земной коры – мощность литосферной мантии, рудные районы сформировали облако, в пределах которого также выделяются области прямой зависимости (первая – 28–47 км земная кора, 20–110 км литосферная мантия); вторая – 30–44 км земная кора, 50–130 км литосферная мантия). Они секутся параллельными линейно вытянутыми группами обратной зависимости указанных параметров. Исключение составляет одна группа, которая включает объекты с малой мощностью литосферной мантии – 20–30 км и широким разбросом мощности земной коры от 28 км (Находкинский район) до 45 км (Верхнее-Купуриинский). Положение групп обратной зависимости, в отличие от выше рассмотренного, определяется изменением обеих параметров – и земной коры и литосферной мантии. Распределение рудных районов областей прямой зависимости практически совпадает с предыдущим, а для групп обратной зависимости существенно отличается. В морфологии распределения групп в северной части территории проявляется кольцевая структура – Мая-Селемджинский плем по Ю.Ф. Малышеву [4], ослабевает выраженность линейных структур и обособляется Нижнеамурский золоторудный район. Существенным элементом южной части является проявленность линейной структуры с пониженными значениями мощности коры и литосферной мантии по юго-восточному борту впадины Сунляо, контролирующая группу золото-медно-свинцово-цинковых месторождений Гиринского орогенного пояса и Чжангуанцайлинского массива.

Распределение золоторудных районов в координатах литосфера–литосферная мантия показано на рис. 16. Облако распределения золоторудных районов отражает прямую зависимость изменения литосферы и литосферной мантии. Это соответствует характеру общерегиональной связи указанных параметров. Внешнюю сторону области занимают рудные объекты с более высокими значениями литосферы, характерными для щитов и массивов, а внутреннюю с более низкими значениями – рудные районы складчатых поясов. От высоких к низким значениям указанных параметров наблюдается омоложение возраста продуцирующего магматизма от протерозойско-палеозойского к меловому. Область прямой зависимости расчленяется группами обратной. Характер распределения указанных групп по территории отражает группирование рудных районов вокруг Мая-Селемджинской кольцевой структуры, захватывая и южную часть территории, ниже 52°. И только рудные объекты Гиринского орогенного пояса и Северо-Китайской платформы находятся вне зоны ее влияния. Выполненный анализ позволяет сделать следующие выводы:

1. На всех типах зависимостей для рудных районов характерна как прямая связь изученных параметров, являющаяся отражением общерегиональных зависимостей, так и обратная, обусловленная деструкцией литосферы. Это указывает на то, что золоторудные районы больше тяготеют к областям деструкции литосферы.

2. Деструкция литосферы может затрагивать разные глубинные уровни – земную кору, литосферную мантию, верхнюю мантию, что косвенно указывает на мас-

штабы и интенсивность деструктивных процессов, которые могут определять интенсивность и масштабность рудных процессов.

3. Пространственное распределения рудных районов областей деструкции на разных глубинных уровнях разное: в мантии и литосферной мантии – кольцевое, а чем ближе к коре, тем больше появляется количество линейных элементов.

4. В пределах линейных элементов размещаются крупнейшие месторождения региона.

Литература

1. А.Н.Диденко, В.Б.Каплун, Ю.Ф.Малышев, Н.П.Романовский и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
2. Иволга Е.Г. Позиция рудных районов в структурах литосферы юга Дальнего Востока России и сопредельных районов Китая (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 2008. № 5. С. 75–88.
3. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др. Тектоника, глубинное строение металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. Владивосток-Хабаровск 2005. 263 с.
4. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.
5. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
6. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ; НИГТЦ ДВО РАН, 2008. 232 с.
7. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуан Жуйянь, Чжу Цунь, Горошко М.В., Гурович В.Г. Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая // Тихоокеан. геология. Т. 26, № 6. 2006. С. 1–15.

В.Б. Каплун**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛИТОСФЕРЫ АМУРО-ЗЕЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ПО ПРОФИЛЮ г. БЛАГОВЕЩЕНСК–п. БИРАКАН ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Амуро-Зейский осадочный бассейн мезозойско-кайнозойского возраста расположен в Центрально-Азиатском тектоническом поясе и наложен на структуры Луныцзян-Селемджинского орогенного пояса, Цзямусы-Буреинского, Аргуно-Мамынского и Дягдачи массивов [7], имеет сложное очертание и занимает площадь около 93000 кв.км. Активное изучение бассейна геофизическими методами началось в 60-е годы прошлого столетия, и было направлено на поиски нефти [1]. Проведенные исследования не дали положительного результата, хотя в соседнем бассейне Сунляо (КНР), который является продолжением Амуро-Зейского бассейна и отделен от него складчатыми сооружениями Малого Хингана, обнаружены крупные месторождения [3].

Глубинное строение земной коры Амуро-Зейского бассейна изучено только тремя профилями сейсмозондирования (ГСЗ и МОВЗ): г.Свободный - г.Комсомольск-на-Амуре [6], р. Зeya – р. Бурeya [4], г. Тында – п. Амурзет [2], по которым оценена мощность земной коры в 37–40 км. На крайнем севере бассейна, вдоль трассы БАМ, имеются результаты магнитотеллурических зондирований до глубины 60–70 км, показывающие наличие проводящих зон в средней части земной коры бассейна [5].

В связи с этим целью исследований было изучение строения литосферы Амуро-Зейского осадочного бассейна. Для решения этой задачи использовался метод магнитотеллурического зондирования. Полевые работы проводились по профилю г. Благовещенск – п. Биракан, который простирается с северо-запада на юго-восток на расстояние 350 км, начинаясь в Луныцзян-Селемджинском орогенном поясе и оканчиваясь на Цзямусы-Буреинском массиве, пересекая Амуро-Зейский осадочный бассейн в его южной части. По профилю выполнено 12 магнитотеллурических зондирований (МТЗ) со средним шагом 30 км.

Регистрация естественного электромагнитного поля Земли проводилась в широком частотном диапазоне от $1 \cdot 10^4$ до $2 \cdot 10^{-4}$ Гц с использованием цифровой 24-разрядной станции MTU-5A производства фирмы Phoenix (Канада) с двумя типами индукционных магнитных датчиков АМТС-30 и МТС-50 имеющими частотный диапазон $10000 \div 0.1$ Гц и $400 \div 0.0001$ Гц, соответственно. Время регистрации электромагнитного поля в высокочастотном диапазоне составляло около 40 минут, а в низкочастотном – в среднем около 40 часов. Обработка полевых данных велась с использованием пакета программ SSMT2000 фирмы Phoenix (Канада).

В результате обработки полевых данных были построены амплитудные и фазовые кривые МТЗ в направлениях азимутов измерений С-Ю и З-В. Анализ кривых и других магнитотеллурических параметров – импедансных полярных диаграмм, параметров неоднородности и асимметрии, показал, что в пределах осадочного бассейна верхняя часть геоэлектрического разреза близка к горизонтально-слоистой и его можно интерпретировать в рамках одномерной модели. Однако с увеличением периода регистрации свыше 1с в геоэлектрическом разрезе появляются двумерные

и трехмерные неоднородности. За пределами бассейна влияние двумерных и трехмерных неоднородностей начинает сказываться на еще более коротких периодах примерно с 0.1 с. В связи с этим, для уменьшения влияния геоэлектрических неоднородностей разреза и получения наименее искаженного распределения электрического сопротивления на всем протяжении профиля, в количественной интерпретации использовались эффективные кривые МТЗ. Кроме этого, для уменьшения влияния поверхностных геоэлектрических неоднородностей, проводилось нормирование амплитудных кривых к периоду 1000 с. Интерпретация эффективных кривых МТЗ проводилась в рамках одномерной модели с использованием программы MTS-Prof INV фирмы “Северо-Запад” (г. Москва). Инверсия основана на построении и последующей нелинейной минимизации общего функционала невязки в сочетании с эмпирико-эвристическими поправками в ходе минимизации. В результате инверсии эффективных нормированных амплитудных кривых МТЗ был построен геоэлектрический разрез для двух глубин – 2 км и 180 км (рис.).

В результате проведенных магнитотеллурических исследований по профилю по г. Благовещенск – п. Биракан, пересекающего южную часть Амуро-Зейского осадочного бассейна, были получены следующие результаты.

1. Показана эффективность метода при изучении строения и параметров осадочного чехла Амуро-Зейского бассейна. Дифференциация электрического сопротивления между осадочным чехлом (10÷100 Ом·м) и фундаментом (свыше 1000 Ом·м) позволяет с большой долей вероятности определить мощность осадочного чехла, максимальные значения которой в пределах профиля достигают 1.5 км. Полученные значения мощности хорошо соответствуют уже имеющимся данным, полученным другими геолого-геофизическими методами. Геоэлектрический разрез осадочного чехла бассейна имеет горизонтально-слоистое строение и его можно интерпретировать в рамках одномерной модели. Это может свидетельствовать о плавном погружении фундамента бассейна. Тем не менее, строение фундамента не является однородным, в нем присутствуют горсты и грабены, что может приводить к искажениям кривых МТЗ. Осадочный чехол бассейна также вызывает региональный индукционный эффект, который приводит к искажению амплитудных кривых.

2. Впервые получен геоэлектрический разрез литосферы южной части Амуро-Зейского осадочного бассейна до глубины 180 км. В разрезе выделены проводящие слои и области пониженного электрического сопротивления в земной коре и верхней мантии.

3. Показана роль основных разломов, пересеченных профилем, и дана их геолого-геофизическая характеристика. Харбинский и Западно-Туранский разломы являются глубинными и разделяют различные литосферные блоки, различающиеся между собой геоэлектрическим строением. Кроме этого эти разломы, вероятно, несут и рудоконтролирующую функцию. Хинганский разлом в геоэлектрическом разрезе проявился менее контрастно.

4. Показано сходство и различие глубинного строения и геофизических параметров Амуро-Зейского и Сунляо бассейнов. Оба бассейна ограничены глубинными разломами и отмечаются подъемом к поверхности пород верхней мантии пониженного сопротивления. Земная кора и верхняя мантия Амуро-Зейского бассейна имеют более высокое электрическое сопротивление по сравнению с бассейном Сунляо – 1000 Ом·м, 100 Ом·м и 50 Ом·м, 3 Ом·м, соответственно. Гравитационное поле

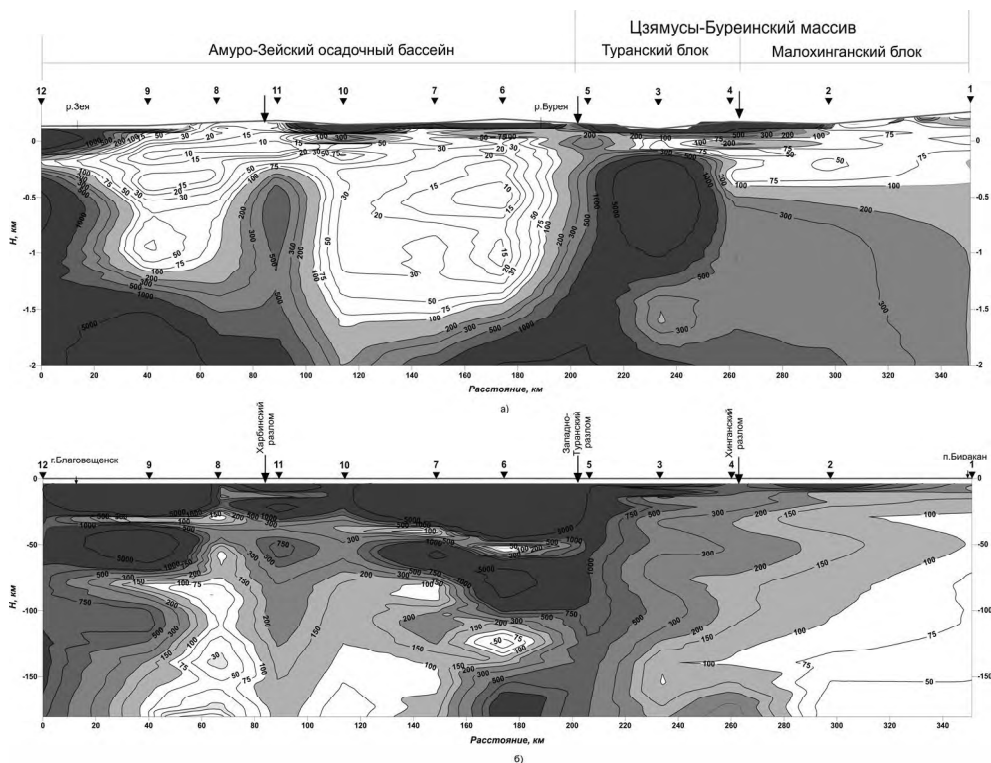


Рис. Геоэлектрический разрез по профилю г. Благовещенск–п. Биракан: а) до глубины 2 км, б) до глубины 180 км.

Цифры изолиний показывают значения удельного электрического сопротивления в Ом·м. Перевернутые треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера.

Амуро-Зейского бассейна – пониженное, с аномалиями положительного знака сложной формы северо-восточного простирания, а магнитное поле – дифференцированное, мозаичного типа, северо-восточного простирания, тепловой поток составляет 40-45 мВт/м², мощность земной коры 37–40 км. В бассейне Сунляо гравитационное поле характеризуется интенсивной аномалией положительного знака и спокойным, со средним диапазоном изменения от -100 до +100 пТ, магнитным полем, тепловым потоком – 75–80 мВт/м², мощностью земной коры около 30 км.

5. Рассмотрены вопросы нефтегазоносности и рудоносности участков профиля. Районы, в которых были выявлены аномально низкие значения сопротивления, могут быть рекомендованы для дальнейшего изучения на поиски рудных месторождений. Участки бассейна, имеющие мощность осадков более 2 км и сопровождающиеся коровыми и мантийными аномалиями пониженного сопротивления, могут быть перспективными на поиски нефти и газа.

Благодарности

Автор благодарен член-корр. РАН А.П.Сорокину за помощь и поддержку в осуществлении данного проекта, а также сотрудникам Института геологии и природо-

пользования Дальневосточного отделения РАН (г. Благовещенск) к.т.н. М.А. Серову и В.С. Жижерину, оказавшим помощь при проведении полевых исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-10014 и проекта 09-1-П-14-07 программы Президиума РАН № 14.

Литература

1. Бернштейн Г.Л., Волхонин В.С., Горбачев И.Ф. и др. Геологическая структура Зее-Буреинской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ / Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. Вып.4. Изд-во "Недра", 1970. С. 271–300.
2. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 2. С. 236–240.
3. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 33–54.
4. Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Анненков В.В. Глубинное сейсмическое зондирование на Буреинском массиве // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 98–107.
5. Поспеев А.В. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара–Ванино // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 109–112.
6. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1979. С. 43–53.
7. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

**С.Н. Кононец, В.Т. Съедин, Т.А. Харченко, М.Г. Валитов,
Л.А. Изосов**

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД О-ВА ПОПОВА (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО,
ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Остров Попова один из крупных островов залива Петра Великого, который представляет собой обширный участок континентального шельфа Японского моря в районе Южного Приморья. В тектоническом плане эти острова являются морским продолжением Муравьевского горст-антиклинория северо-восточного простирания. Его основой являются купольные структуры гранитного и базитового состава, выделенные по геоморфологическим данным С.М. Тащи, а по геофизическим материалам – С.Н. Кононец (Н. Г. Мельников 1991 г.). По геофизическим данным залив находится в зоне структурно-вещественной трансформации континентальной земной коры при ее переходе в океаническую (субокеаническую) кору Центральной котловины Японского моря [1]. Такое структурное положение рассматриваемого района обусловило его сложную геодинамическую позицию и активные тектономагматические процессы в течение длительной (палеозой – кайнозой) геологической эволюции. Несмотря на длительную историю геологических исследований, о-в Попова был слабо изучен в геолого-геофизическом отношении. Согласно геологическим исследованиям м-ба 1: 200 000 (Б. И. Васильев, 1961 г.; Т. К. Кутуб-Заде, 2002 г.) о-в Попова сложен вулканогенно-осадочными и магматическими породами позднепермского возраста: нерасчлененными образованиями владивостокской свиты, габброидами муравьевского и гранитоидами седанкинского комплексов. С 2003 г. ТОИ ДВО РАН в рамках ФЦП “Мировой океан” начал собственные детальные геологические и геофизические исследования на о-ве Попова. В ходе геологических исследований была собрана представительная коллекция образцов магматических пород (более 300 шт.), изучение физических свойств (плотность и магнитная восприимчивость) которых легло в основу настоящей работы.

Детальные геологические исследования показали, что в строении острова резко преобладают различные по основности магматические породы, а осадочные и вулканогенно-осадочные образования играют здесь резко подчиненную роль. На о-ве Попова выделяется 7 типов магматических пород [2]: 1 – лейкократовые среднезернистые габбро; 2 – меланократовые габброиды; 3 – серые, розовато-серые и серовато-розовые среднезернистые граниты; 4 – розовые лейкократовые гранитпорфиры; 5 – кислые вулканические породы; вулканические образования базитовой (6) и андезитовой (7) толщ барабашской свиты. Изучение плотности и магнитной восприимчивости образцов проведено согласно выделенным типам магматических пород острова. Полученные данные сведены в таблицу (табл.). Кроме того, были построены диаграммы соотношения плотности и магнитной восприимчивости для всех выделенных типов пород о-ва Попова, каждому из которых соответствуют четко обособленные области, которые локализуются вдоль диагонали линии средних значений магматических пород о-ва Попова (рис.). Между средними значениями различных типов пород наблюдается уверенная корреляция ($R=0.98$). Лейкократовое

Таблица физических свойств магматических пород о-ва Попова

Типы магматических пород (1–7), геологический комплекс	Количество образцов	Плотность (σ , г/см ³)		Магнитная восприимчивость (χ , 10 ⁻⁶ ед. СИ)	
		среднее мин.-макс.	S	среднее мин.-макс.	S
1– Лейкократовое с/з габбро Муравьевский комплекс, $\nu P_2 m^1$	70	$\frac{2.81}{2.70-2.90}$	0.05	$\frac{18697}{2765-47976}$	11645
2– Меланократовые габброиды Муравьевский комплекс, $\nu P_2 m^2$	41	$\frac{2.89}{2.75-3.15}$	0.09	$\frac{49957}{11585-114387}$	23178
3– С/з граниты и гранодиориты Седанкинский комплекс, $\gamma\text{-}\gamma\delta P_2 s^1$	42	$\frac{2.62}{2.50-2.71}$	0.05	$\frac{7393}{2053-24427}$	5500
4– Розовые граниты Седанкинский комплекс, $\gamma\pi P_2 s^2$	10	$\frac{2.57}{2.46-2.64}$	0.06	$\frac{247}{52-801}$	289
5– Кислые вулканиты: риолиты, риодациты, дациты Седанкинский комплекс, $\lambda P_2 s^2$	34	$\frac{2.61}{2.46-2.66}$	0.05	$\frac{1603}{12-8946}$	2261
6– Базитовая толща: базальты, долериты, мк/з габбро, мл/з габбро Барабашская свита, $P_2 br^1$	32	$\frac{2.88}{2.76-2.99}$	0.06	$\frac{54201}{7672-128633}$	27270
7– Андезитовая толща: андезиты, базальты Барабашская свита, $P_2 br^2$	25	$\frac{2.78}{2.65-2.85}$	0.05	$\frac{16116}{257-49861}$	13766

среднезернистое габбро характеризуется переменной плотностью (от 2.7 до 2.9 г/см³, $\sigma_{cp} = 2.81$ г/см³) и магнитной восприимчивостью (от 2765 до 50000·10⁻⁶ед.СИ, $\chi_{cp} = 18697 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, табл.). Согласно классификации Н. Б. Дортман [3] эти породы отнесены к плотным и магнитным породам. Изменения плотности в пределах всей выборки свидетельствуют в первую очередь о разном соотношении в них плагиоклаза и темноцветных минералов. Эти вариации обусловлены длительными процессами гравитационной дифференциации базитовой магмы в стабильных РТ условиях, когда произошло закономерное распределение темноцветных, лейкократовых и магнитных минералов. Породы этого типа на о-ве Попова, вероятно, представляют собой верхнюю часть единого базитового тела, нижние горизонты которого не вскрыты процессами эрозии. На диаграмме соотношения σ и χ (рис.) лейкократовое габбро формирует обособленную, четко выраженную область (I).

Плотность меланократовых габброидов изменяется от 2.74 до 3.14 г/см³ ($\sigma_{cp} = 2.89$ г/см³), магнитная восприимчивость – от 10000 до 115000·10⁻⁶ед.СИ ($\chi_{cp} = 49957 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). Эти породы отнесены к группе высокоплотных и сильномагнитных пород [3]. На диаграмме σ и χ меланократовые габброиды образуют хорошо обособленную область (II), смещенную вверх по диагонали от области лейкократового габбро.

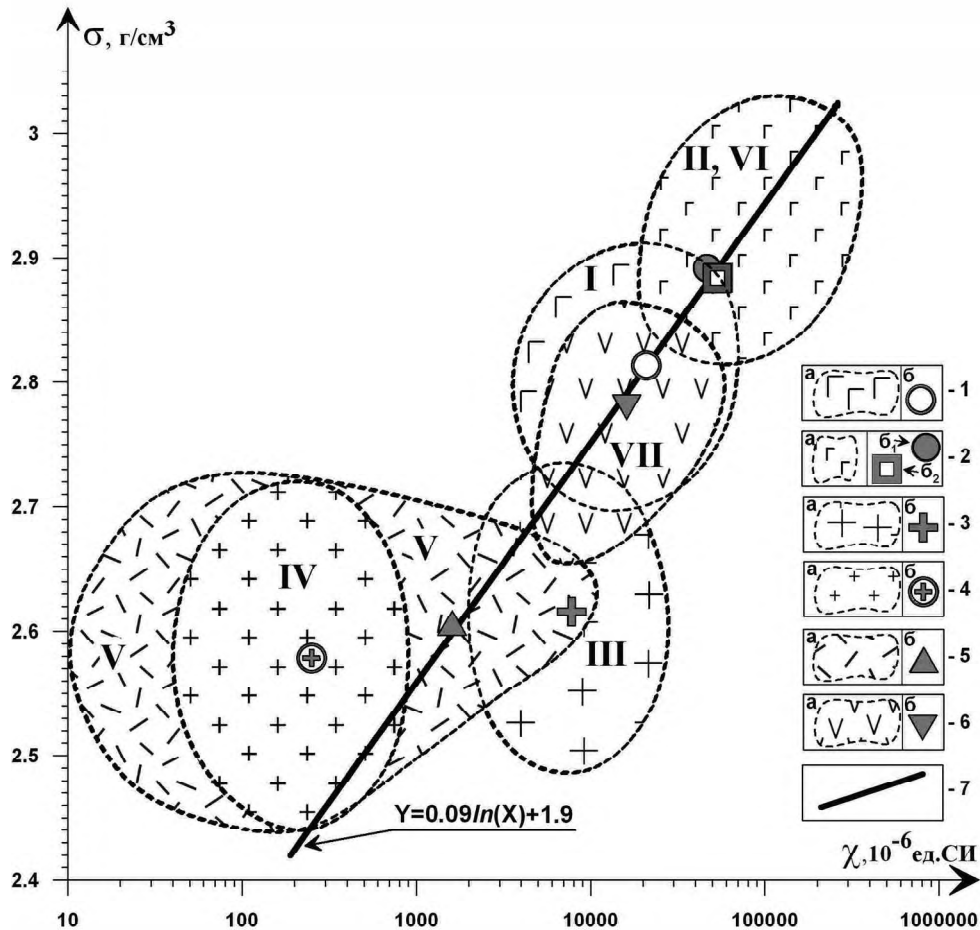


Рис. Обобщенная диаграмма соотношения плотности и магнитной восприимчивости для магматических пород о-ва Попова.

1–6 – а) области распространения фигуративных точек различных типов магматических пород о-ва Попова, б) средние значения физических свойств магматических пород о-ва Попова: 1 – лейкократовое габбро (I), 2 – меланократовые габброиды (II) и базитовая толща барабашской свиты (VI), 3 – среднезернистые граниты (III), 4 – розовые гранит-порфиры (IV), 5 – кислые вулканы (V), 6 – андезитовая толща барабашской свиты (VII), 7 – линия средних значений плотности и магнитной восприимчивости для магматических пород о-ва Попова.

Плотность вулканических базитов базитовой толщи варьирует от 2.76 до 3.06 г/см³ ($\sigma_{\text{ср.}} = 2.88 \text{ г/см}^3$), а χ изменяется от 7672 до 128633 · 10⁻⁶ ед. СИ ($\chi_{\text{ср.}} = 54201 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). Эти образования так же, как и меланократовые габброиды, отнесены к высокоплотным и сильномагнитным породам [3]. На диаграмме соотношения σ и χ породы базитовой толщи не формируют отдельного поля, а ложатся в область меланократовых габброидов (область II, VI). При этом средние значения пород базитовой толщи и меланократовых габброидов практически совпадают, что может свидетельствовать об их генетической общности и позволяет считать те и другие однотипными образованиями.

Плотность вулканических пород андезитовой толщи барабашской свиты изменяется от 2.65 до 2.85 г/см³ ($\sigma_{\text{ср.}}=2.78$ г/см³), магнитная восприимчивость от 257 до 50000·10⁻⁶ед. СИ ($\chi_{\text{ср.}}=16116\cdot 10^{-6}$ ед. СИ). Эти образования отнесены к плотным и магнитным породам [3]. На диаграмме соотношения s и c породы андезитовой толщи формируют область (VII), в основном совпадающую с областью лейкократового габбро. Вариации плотности и намагниченности, скорее всего, отражают разный уровень основности пород (андезиты, андезито-базальты, базальты).

Гранитоиды о-ва Попова образуют две группы пород: среднезернистые серые и розовато-серые граниты и лейкократовые розовые гранит – порфиры, которые резко отличаются между собой по физическим свойствам. Среднезернистые граниты (область III) характеризуются переменными значениями плотности (2.51–2.71 г/см³, $\sigma_{\text{ср.}}=2.62$ г/см³) при практически постоянно повышенном уровне магнитной восприимчивости (2053–24427·10⁻⁶ед. СИ). Это указывает на то, что среди гранитов имеются различные по основности разности – граниты, гранодиориты и, возможно, диориты. Можно предположить, что состав первичной магмы для пород этого типа о-ва Попова, был, скорее всего, не гранитный, а менее кремнеземистый (диорит-гранодиоритовый). Вероятно, исходная магма формировалась за счет плавления нижней части континентальной коры. Розовые гранит-порфиры – это практически немагнитные (52–801·10⁻⁶ед. СИ), низкоплотные (2.46–2.6 г/см³, $\sigma_{\text{ср.}}=2.57$ г/см³) породы. На диаграмме соотношения σ и χ (рис.) розовые граниты формируют хорошо обособленный контур (IV) в центральной части области кислых вулканитов (V). Эти граниты, по видимому, представляют собой самые кислые фазы гранитной магмы.

Кислые вулканиты о-ва Попова резко дифференцированы по физическим свойствам. Вариации s и c среди кислых вулканитов (2.47–2.66 г/см³, 12–8946 ·10⁻⁶ед. СИ) указывают на то, что среди них, скорее всего, отмечаются разные по уровню кремнезема образования: риолиты, риодациты и, возможно, дациты. Пространственное совпадение областей кислых вулканитов и розовых гранит-порфиров (области V и IV) свидетельствуют о том, что эти породы, скорее всего, являются комагматами – производными одной гранитной магмы, что согласуется с геологическими исследованиями. Таким образом, проведенные исследования показали, что каждый тип магматических пород, выделенный по геологическим данным, характеризуется вполне конкретным набором петрофизических параметров. Это позволяет рассматривать физические свойства, как дополнительный вполне надежный критерий выделения магматических пород.

Литература

1. Валитов М.Г. Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения Центральной Котловины Японского моря с континентом: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 26 с.
2. Съедин В.Т. Магматические комплексы о-ва Попова (залив Петра Великого, Японское море). Тектоника и глубинное строение востока Азии: VI Косыгинские чтения (мат-лы докл. Всероссийской конф., 20–23 января 2009, г. Хабаровск. С. 232–236.
3. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика (Петрофизика) / Ред. Н.Б. Дортман, М.: Недра, 1992. 455 с.

**Ю.А. Кугаенко¹, В.А. Салтыков¹, И.Ф. Абкадыров²,
А.В. Горбатилов³, М.Ю. Степанова³, П.В. Воропаев¹**

**РЕКОНСТРУКЦИЯ СЛОЖНО ПОСТРОЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД
МЕТОДОМ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ КАМЧАТКИ**

¹Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Метод низкочастотного микросейсмического зондирования [6] позволяет моделировать структуру сложных геологических сред на базе использования фонового микросейсмического поля. Технология прошла успешное тестирование на геологических объектах различного масштаба и генезиса. В данной работе представлены результаты исследования глубинной структуры для трех вулканических районов Камчатки: Толбачинский Дол (Южная часть Ключевской группы вулканов), Узон-Гейзерная вулcano-тектоническая депрессия (Восточно-Камчатский вулканический пояс) и Нижнее-Кошелевское пародоминирующее гидротермальное месторождение (Южная Камчатка).

Методика

Метод микросейсмического зондирования основан на том, что неоднородности земной коры искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля в своей окрестности. На поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными неоднородностями возрастают. Частота f связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H \sim 0.4 V_R(f) / f$. Метод реализуется в обоснованном допущении, что вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественным вкладом фундаментальных мод Рэлея. По результатам численного моделирования горизонтальное разрешение метода оценивается величиной $\sim 25\%$ от длины зондирующей волны, или соответственно $\sim 50\%$ от глубины залегания неоднородности. Вертикальное разрешение оценивается как $\sim 30\%$ от глубины залегания.

Особенности проведения полевых наблюдений

С точки зрения практической реализации этот подход выглядит как микросейсмическая съемка в ряде разнесенных в пространстве точек одними или несколькими переносными датчиками. Для исключения медленной трендовой составляющей в спектре зондирующего микросейсмического сигнала одновременно с точечными измерениями непрерывно работает опорная станция.

Аппаратура

Регистрация в районе Толбачинского Дола и Узон-Гейзерной депрессии велась трехкомпонентными широкополосными (0.03–100 Гц) цифровыми сейсмометрами Guralp CMG-6TD, сочетающими функции сейсмометра и цифрового регистратора. Для регистрации микросейсм на Нижнее-Кошелевском парогидротермальном месторождении использовались сейсмические станции MARS-lite с трехкомпонентными сейсмотатчиками LE-3Dlite фирмы Lennartz в частотном диапазоне 0.3–1 Гц.

Микросейсмический профиль вкрест Толбачинского Дола

Толбачинский Дол - Южная региональная зона шлаковых конусов вулкана Плоский Толбачик – расположен в юго-западном секторе Ключевской группы вулканов на Камчатке. Район детально изучался благодаря Большому трещинному Толбачинскому извержению (БТТИ, 1975–1976 гг.) [3, 7]. По результатам сейсмопросвечивания верхних горизонтов земной коры и электроразведочных работ западнее конусов Северного прорыва БТТИ на глубине 2–3 км была обнаружена локальная неоднородность с пониженными вязко-упругими параметрами и повышенной электропроводностью, которая интерпретируется как периферический магматический очаг. Второй малоглубинный магматический очаг был выявлен на границе кристаллического фундамента на глубине 7–8 км, его положение в плане совпадает с областью конусов Северного прорыва.

Летом 2010 г. пройден субширотный микросейсмический профиль вкрест региональной зоны шлаковых конусов Толбачинского дола через Северный прорыв БТТИ. Длина профиля 14 км. Шаг съемки (расстояние между пунктами регистрации) 500 м. Время регистрации в каждой точке составляло не менее 3 часов, что определялось необходимостью достижения статистической устойчивости спектра.

Построен вертикальный разрез земной коры, отражающий распределение контрастов скоростей поперечных волн в диапазоне глубин 0–30 км по профилю вкрест питающей трещины БТТИ. Результаты расчетов подтверждают существование под Северным прорывом БТТИ двух объемов среды с пониженными прочностными свойствами, которые по результатам выполненных ранее работ [3] интерпретируются как периферические магматические очаги. Положение выделенных объектов близко к зонами повышенного поглощения сейсмических волн, выделенных по КМПВ. Обнаружены не сообщающиеся низкоскоростные зоны, связанные с предполагаемым малоглубинным очагом на глубине 2–3 км. Показано, что пути поступления магмы в этот очаг могли быть различны. Выделены относительно низкоскоростные зоны, которые могут являться проводниками магмы к поверхности. Показано, что в кристаллическом фундаменте (на глубинах больше 7–8 км) они имеют субвертикальный характер, а в осадочной оболочке форма магматических внедрений меняется: мы видим сложную разветвленную систему силлов и наклонных структур, без ярко выраженных вертикальных каналов.

Район Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии

Узон-Гейзерная вулcano-тектоническая депрессия относится к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу и включает в себя два всемирно-известных уникальных природных объекта: Долину Гейзеров и кальдеру Узон. В связи с особым статусом территории, ее удаленностью и труднодоступностью геофизические исследования здесь ранее не проводились. Кальдерный комплекс Узон-Гейзерной депрессии состоит не менее чем из 6 отдельных кальдер, образовавшихся в среднем - верхнем плейстоцене, но их выделение и описание затруднены из-за того, что вся внутренняя часть депрессии заполнена мощной толщей озерных отложений и экструзивными куполами. Положение кислого корового очага под кальдерным комплексом в конце средне-верхнечетвертичного времени фиксируется выходами системы дуговых даек на поверхность. По геолого-структурным данным [2, 5, 7] размеры очага и его глубина залегания оцениваются в 7–8 и 10 км соответственно; по крайней мере со среднечетвертичного возраста очаг находился в стадии закристаллизации, испытывая лишь эпизодические кратковременные инъекции базальтовой магмы, приводивших к появлению новых центров извержений.

Для реконструкции глубинной структуры среды применен метод низкочастотного микросейсмического зондирования, для чего проведено накопление спектра микросейсмического поля в широкой частотной полосе в 60-ти точках вдоль трех профилей общей длиной около 28 км с шагом 500 м [8]. Полевые работы выполнены в 2009 г.

Построены глубинные разрезы земной коры до 30 км, отражающие распределения относительных скоростей поперечных сейсмических волн. Проведена их комплексная интерпретация с использованием известных ранее результатов геологических, геолого-морфологических, петрологических исследований. Идентифицирована и пространственно локализована область закристаллизовавшегося магматического очага под кальдерным комплексом на глубинах 6–10 км. Очаг выявляется как структура сложной формы с повышенными значениями сейсмических волн. Глубина залегания очага соответствует границе кристаллического фундамента и толщи слабopонищаемых вулканогенно-осадочных пород, проходящей под Узон-Гейзерной структурой на глубине 6–7 км. Выявлены и локализованы области предположительной концентрации базальтовых расплавов. Отмечена высокая согласованность верхних частей полученных разрезов с геологией исследуемого района. Получено согласие геометрии обнаруженных глубинных структур с моделью внедрения магмы в верхние горизонты коры, предполагаемой по данным спутниковой интерферометрии [11]. В верхней части разрезов отмечена узкая субгоризонтальная низкоскоростная зона, которую мы предположительно связываем с водоносным комплексом термальных вод Гейзерной гидротермальной системы; а также низкоскоростная область, которая пространственно совпадает с зоной формирования оползня 03.06.2007 г. [9] и, возможно, является результатом паро-гидротермальной переработки массива горных пород восходящим потоком паровой фазы глубинного теплоносителя.

Нижнее-Кошелевская термоаномалия

Нижнее-Кошелевское пародоминирующее гидротермальное месторождение расположено на склоне Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка). Здесь, на высоте 700–800 м, отмечены выходы сухого пара с температурой 117° С, что превышает температуру кипения воды и указывает на существование в недрах района парового резервуара. Нижнее-Кошелевская термоаномалия – поверхностная зона естественной разгрузки Нижнее-Кошелевского гидротермального месторождения. Термальная площадка имеет относительно небольшие размеры – 300×100 м. Кошелевская гидротермально-магматическая система в настоящее время входит в число крупнейших пародоминирующих систем мира, что определяет интерес к ее глубинному строению.

Исследование термоаномалии методом микросейсмического зондирования проходило в два этапа в 2008–2009 гг. Первый этап носил опытно-методический характер. На исследуемой площади была разбита сеть из девяти профилей, ориентированных с севера на юг, с шагом 250 м, протяженностью 1.5 км. На втором этапе для получения более детальной картины строения проведена регистрация микросейсм по двум ортогональным профилям, пересекающим термоаномалию. Шаг съемки составил 100 м (в пределах термоаномалии шаг уменьшался до 20–40 м).

По данным микросейсмического зондирования глубинное строение Нижнее-Кошелевской термоаномалии представляет собой низкоскоростную чашеобразную область (до глубины 200–300 м) с линейными размерами в несколько сотен метров и уходящим на глубину (до 1000 м) “узким корнем” [1]. Эта структура расположена

над субвертикальной низкоскоростной зоной, которая соответствует участку пересечения нескольких крупных тектонических нарушений и контролирует выход глубинного пара и терм к поверхности. По геологическим данным участок разгрузки терм находится в зоне повышенной трещиноватости плиоценовых пород, что согласуется с результатами микросейсмического зондирования. Сравнение вертикальных разрезов первого и второго этапов исследований, проходящих через зону термоаномалии, демонстрируют устойчивость и повторяемость результатов.

На горизонтальных сечениях района термоаномалии в диапазоне глубин от 0 до 750 м выявлен субширотный разлом, соответствующий крутопадающему сбросо-сдвигу субширотного простирания (по геологическим данным горизонтальные смещения по этому разлому достигают 250–300 м, падение крутое, юго-западное, опущен южный блок [4]). Наиболее высокоскоростная область соответствует зоне высоких градиентов гидростатического давления [10], что обусловлено фильтрационной неоднородностью пород и границей пьезометрической «депрессии».

Заключение

Продемонстрирована эффективность и реализуемость метода микросейсмического зондирования для исследования глубинных структур сложно построенных геологических сред в районах активного вулканизма. Показана возможность локализации как древних закристаллизовавшихся, так и современных магматических очагов. Выявлены особенности строения гидротермальных систем, согласующиеся с геологическими данными.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-10043, 09-05-10067, 10-05-00139, 10-05-10059) и проекта ДВО РАН № 09-III-A-08-430.

Литература

1. Абкадыров И.Ф., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Букатов Ю.Ю. Особенности строения верхней части земной коры в районе Нижнее-Кошелёвской термоаномалии (Южная Камчатка) по данным микросейсмического зондирования // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 13–15.
2. Белоусов В.И., Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Геологические позиции гидротермальных систем Долины Гейзеров и кальдеры Узон // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 65–79.
3. Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. 683 с.
4. Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В. Гидротермы Кошелёвского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58–84.
5. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 264 с.
6. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66–84.
7. Действующие вулканы Камчатки. В 2-х т. М.: Наука, 1991.
8. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю. Глубинная структура района Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии по данным микросейсмического зондирования // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 1. С. 96–101.
9. Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дрознин В.А. и др. Камчатская Долина Гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1. С. 33–44.
10. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелёвского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
11. Lundgren P., Lu Zh. Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33, L06301, doi:10.1029/2005GL025181.

Б.В. Лунев, В.В. Лапковский

МОДЕЛИРОВАНИЕ СОЛЯНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА ПОЛЗУЩИМ ТЕЧЕНИЕМ ВЯЗКОЙ ЖИДКОСТИ НА БАЗЕ ТОЧНОГО РЕШЕНИЯ СООТВЕТСТВУЮЩЕЙ КРАЕВОЙ ЗАДАЧИ (ОТ ПОСТАНОВКИ ДО ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ РЕАЛЬНЫХ СТРУКТУР)

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Низкая скорость деформации ($\dot{\varepsilon} < 10^{14} \text{ c}^{-1}$), характеризующая развитие соляных диапиров, их грибовидная форма в зрелых стадиях и современные определения асимптотической вязкости осадочных пород [1], позволяют моделировать этот процесс ползущим течением однородно вязкой ньютоновской жидкости, происходящим под действием силы тяжести. Это приводит к рассмотрению следующей задачи для полупространства $x_3 \leq h(x_1, x_2, t)$, ограниченного свободной поверхностью $F(x, t) = x^3 - h(x_1, x_2, t) = 0$, в координатах $\{x\} = \{x_1, x_2, x_3\}$; t – время, n – вектор единичной нормали к этой поверхности. Полупространство занято совокупностью несмешивающихся жидкостей W_k с плотностями ρ_k , разделенных границами $S_{k(x,t)}$, конфигурация которых изменяется рассчитываемым течением. Движущей силой течения является нормальная сила тяжести g , приложенная к возмущению плотности, обусловленному отклонением границ от горизонтального положения. Задача расчета ползущего течения записывается следующим образом:

$$(1) \mu \nabla^2 v - \nabla p = \sigma g;$$

$$(2) \nabla \cdot v = 0;$$

$$(3) (T \cdot n)_F = 0;$$

$$(4) \frac{\partial F}{\partial t} + v \cdot \nabla F = 0;$$

$$(5) [v]_{S_k} = 0, [P]_{S_k} = 0, \text{ (квадратные скобки означают скачок величины на границе);}$$

$$(6) \frac{\partial S_k}{\partial t} + v \cdot \nabla S_k = 0, \text{ с некоторыми начальными условиями } - S_{k(x,t_0)}.$$

Здесь плотность, напряжения и давление представляются в виде:

$$\rho(x, t) = \rho_{(x_3, t)}^0 + \sigma_{(x, t)}, \quad T_{(x, t)} = T_{(x_3, t)}^0 + \tau_{(x, t)}, \quad P_{(x, t)} = P_{(x_3, t)}^0 + p_{(x, t)}, \text{ где } \rho_{(x_3, t)}^0, T_{(x_3, t)}^0, P_{(x_3, t)}^0 -$$

характеристики гидростатического состояния ($T_{ij}^0 = -\delta_{ij} P^0 = -\delta_{ij} \rho^0 g x_3$, δ_{ij} – дельта Кронекера), а $\sigma_{(x, t)}$, $\tau_{(x, t)}$, $p_{(x, t)}$ – их малые возмущения. Течение, очевидно, связано с возмущениями.

Эволюция течения отыскивается итерационным способом: при заданном из (6) $S_{k(x)}$ решается система (1-5), после чего, при полученном $v_{(x)}$, по малому промежутку времени δt интегрируются (6). Эволюционные уравнения (6) численно интегрируются легко. Основные вычислительные трудности связаны с решением квазистационарной задачи (1-5). Ее решение удалось получить аналитически [2], что позволило нам строить высокоэффективные программы моделирования соляного тектогенеза для оперативного расчета эволюции сложных многослойных моделей [3]. Верификация

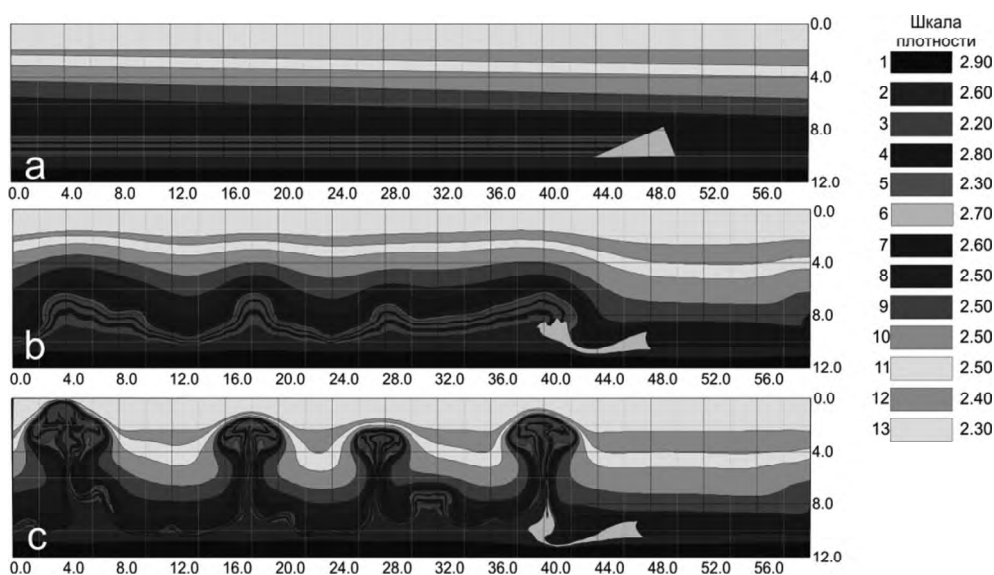


Рис. 1. Всплытие многослойной пачки. Время эволюции, начиная с “а”: “b” – 32, “с” – 78 миллионов лет. Шкала плотности в г/см³.

фикация работы программы проведена путем сравнения результатов расчета с аналогичными расчетами других авторов, выполненными другими методами, и с результатами масштабного физического моделирования аналогичных объектов в центрифугах.

Пример расчета эволюции многослойной структуры приведен на рис. 1.

Высокая эффективность программ, позволила провести подбор эволюционных моделей, воспроизводящих конкретные структуры соляной тектоники, выделяемые на сейсмических разрезах Предъенисейского осадочного бассейна. Один из таких примеров приведен на рис. 2. (При сопоставлении модели с временным разрезом нужно иметь в виду сильно растянутый вертикальный масштаб последнего и то обстоятельство, что при моделировании не учитывалась региональная составляющая – предполагается, что рассчитанная эволюция накладывается на общее прогибание бассейна и юго-западный наклон его структур).

Выполненные численные эксперименты позволили объяснить довольно специфичные особенности проявления соляной тектоники в исследуемом регионе. Движущей силой формирования наблюдаемых локальных структур является неустойчивость слоев, расположенных у подошвы и кровли соленосной толщи. При этом имеет место конкуренция в реализации неустойчивости: преимущественное развитие получают возмущения того из слоев, чья неустойчивость больше. Степень неустойчивости определяется величиной инверсии плотности, мощностью слоя и величиной начальных возмущений. При больших начальных возмущениях, преимущество получает более мощный верхний слой, и реализуется режим роста крупных диапиров верхнего слоя в надсолевых породах, с подавлением развития неустойчивости нижнего слоя и подчиненным общему течению деформированием внутренней структуры эвапоритовой толщи, как видно на рис. 2. Совпадение средней плотности про-

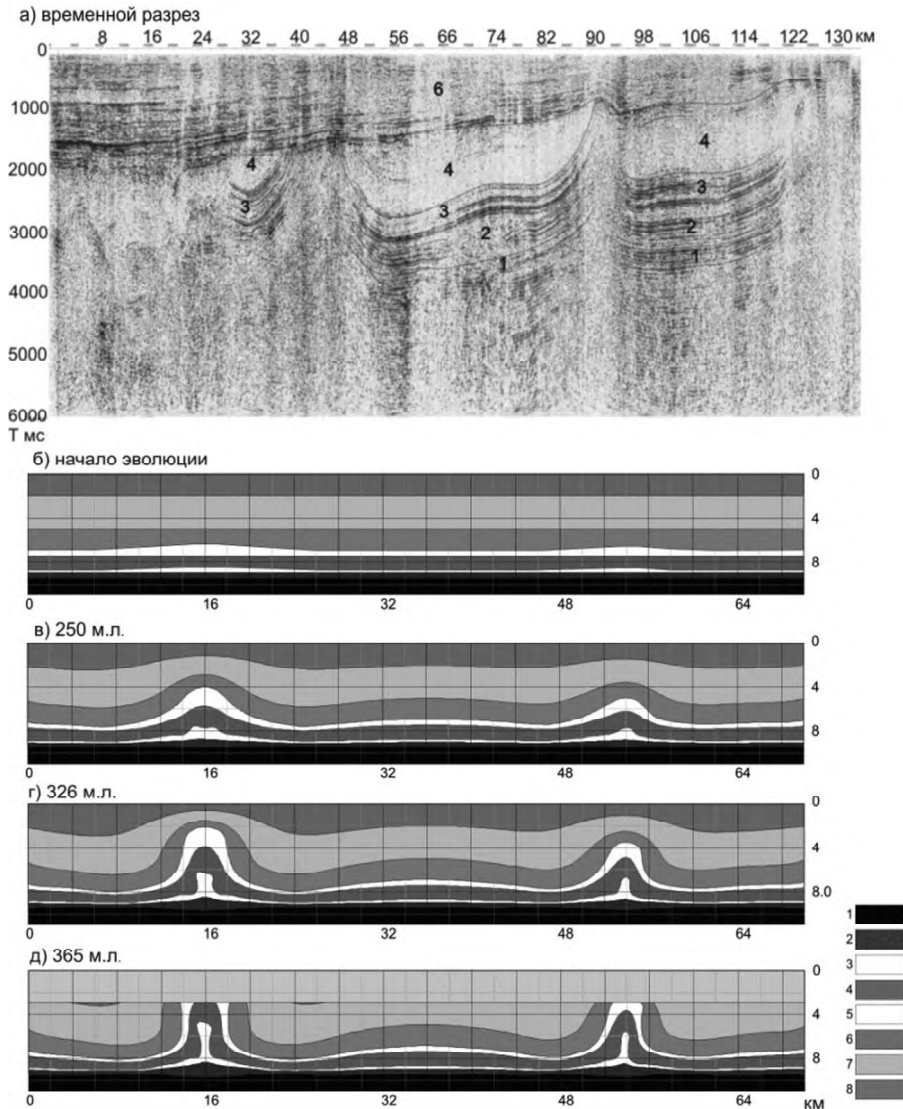


Рис. 2. а) Временной разрез. Цифрами обозначены: 1 – вендские карбонатные отложения, 2 – соленосная часть нижнекембрийской эвапоритовой формации (пунктиром обозначено ориентировочное положение границ верхнего и нижнего неустойчивых слоев), 3 – бессолевая часть нижнекембрийской эвапоритовой формации, 4 – карбонатно-терригенные отложения среднего-верхнего кембрия, 5 – предположительно – карбонатно-терригенные отложения ордовик-девонского возраста, 6 – терригенные мезозойские отложения. б) Модель эволюции. Условные обозначения: 1 – рифейские карбонатные отложения с плотностью 2800 кг/м^3 , 2 – вендские карбонатные отложения с плотностью 2700 кг/м^3 , 3 – «нижняя» пачка соленосной толщи с плотностью 2500 кг/м^3 , 4 – «средняя» пачка соленосной толщи с плотностью 2550 кг/м^3 для 2а и 2550 кг/м^3 для 2б, 5 – «верхняя» пачка соленосной толщи с плотностью 2520 кг/м^3 , 6 – бессолевая часть эвапоритовой формации с плотностью 2550 кг/м^3 , 7 – терригенно-карбонатные отложения среднего – верхнего кембрия с плотностью 2550 кг/м^3 , 8 – предполагаемые терригенно-карбонатные отложения ордовика – карбона с плотностью 2550 кг/м^3 . Верхний горизонтальный слой на последней стадии эволюции представляет мезозойский чехол Западно-Сибирской плиты.

межуточного слоя со средней плотностью надсолевых пород, приводит к тому, что втягиваясь в ядро растущего диапира, вещество этого слоя препятствует развитию характерного сжатия прикорневой части, что обуславливает наблюдаемое здесь очень специфичное плавное сужение диапиров с высотой.

Медленный темп развития плотностной неустойчивости обусловлен небольшим (на порядок меньшим, чем в областях классического проявления соляной тектоники) контрастом средней плотности крупных инверсионных пачек и перекрывающих пород. Медленным ростом обусловлен и уединенный характер соляных валов – они не успели развиться до зрелых стадий с выраженными грибовидными “шляпами”. Соответственно, не развились и выраженные нисходящие ветви течения, так что рост возмущений второй генерации с характерной длиной волны еще не успел начаться.

В целом, можно полагать, что развиваемый подход открывает новые возможности и перспективы в исследовании формирования структур соляной тектоники.

Литература

1. Jackson M.P.A., Talbot C.J. External shapes, strain rates and dynamics of salt structures // *Geological Society of America Bulletin*. 1986. V. 97. P. 305–323.
2. Лунев Б.В. Изостазия как динамическое равновесие вязкой жидкости // *Докл. АН СССР*, 1986. Т. 290, № 1. С. 72–76.
3. Лунев Б.В., Лапковский В.В. Быстрое численное моделирование соляной тектоники: возможность оперативного использования в геологической практике // *Физическая мезомеханика*. 2009. Т. 12, № 1. С. 63–74.

Б.В. Лунев, В.В. Лапковский

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВСЛЕДСТВИЕ КОНВЕКТИВНОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ “ТЕРМИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ”

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Вопрос о генезисе крупных осадочных бассейнов на континентальной коре вызывает оживленную дискуссию (например [1, 2]). Е.В. Артюшков [1] указывает, что в ряде случаев их формирование не может быть объяснено растяжением литосферы, и связывает их образование с эклогитизацией нижней коры. Однако, его оппоненты [2] указывают на нереальность широкомасштабной эклогитизации в этих условиях, так что, по их словам, “плохо диагностируемое растяжение литосферы подменяется ненаблюдаемым явлением сплошной эклогитизации”. Таким образом, этот вопрос остается открытым и требует решения.

Как показали наши расчеты, крупные прогибы на континентальной коре могут формироваться над восходящими потоками вещества верхней мантии, достаточно слабыми, не приводящими к раскрытию океана. Такие потоки могут возникать в результате конвекции в тепловом погранслое у поверхности планеты – в так называемой “термической литосфере”. Толщина этого слоя оценивается величиной порядка 100 км с увеличением под континентами до 300–350 км. Сверхадиабатический перепад температуры в нем составляет 1300°. При коэффициенте теплового расширения $\alpha \sim 10^{-5}$ град⁻¹, температуропроводности $k \sim 10^{-6}$ м²/с, характерной плотности $\rho \sim 3 \cdot 10^3$ кг/м³, и вязкости $\mu \sim 10^{21} \div 10^{22}$ Па·с, число Рэлея для 300-километрового континентального погранслоя определяется как $Ra \sim 10^3 \div 10^4$, т.е. оказывается несколько выше критического, что говорит о его конвективной неустойчивости.

В настоящей работе рассматривается простейший 2-D случай развития конвективной неустойчивости в 300-километровом слое, нижняя часть которого представляет “мантию”, с плотностью, определяемой фазовыми равновесиями и тепловым расширением [3], а верхние 40 км представляют “континентальную кору”, характеризующуюся средней плотностью 2700 кг/м³. Температура на поверхности равна 0°C, на глубине 300 км принята 1450°C. Решается система уравнений конвекции в приближении Обербека – Буссинеска:

$$(0) \rho_{(x,t)} = \rho_{(\chi_{(x,t)}, p_{(x,t)}, T_{(x,t)})}$$

$$(1) \frac{\partial \tau}{\partial t} + v \cdot \nabla T = k \Delta T + Q,$$

$$(2) \mu \nabla^2 v - \nabla p = -\rho g,$$

$$(3) \nabla \cdot v = 0,$$

(x – координаты точки, t – время, ρ – плотность, χ – состав вещества, p – давление, T – температура, Q – мощность источников тепла, v – скорость течения, g – сила тяжести, k – температуропроводность, μ – динамическая вязкость). В проведенных расчетах коэффициенты вязкости, температуропроводности и теплового расширения считались постоянными, их значения варьировались в пределах: $\mu = [10^{21} \div 10^{22}]$ Па·с, $k = [1 \div 3] \cdot 10^{-6}$ м²/с, $\alpha = [1 \div 3] \cdot 10^{-5}$ град⁻¹.

Граничные условия на температуру указаны, а при решении уравнения движения было принято:

наверху – условия свободной границы

$$(4) (\sigma \cdot n)_F = 0,$$

$$(5) \frac{\partial F}{\partial t} + v \cdot \nabla F = 0,$$

(F – поверхность, n – нормаль к ней, σ – тензор напряжений), а внизу – условие ($v = 0$) отнесено на бесконечность, что избавляет от искусственного задания условий для импульса на нижней границе рассматриваемого слоя. Такой подход оказался возможен, благодаря использованию аналитического решения уравнений (2, 3) для полупространства со свободной границей [4]. К сожалению, для уравнения (1) такого решения нет, поэтому оно решалось численно, методом конечных разностей.

Условия свободной поверхности (4, 5), как показано в [5–6], в первом приближении приводят к следующей формуле:

$$(8) \sigma_{zz(x,z=0)} = -g \int_0^{h_{(x)}} \rho^s dz, \text{ или, что то же, } h_{(x)} = -\frac{\sigma_{zz(x,z=0)}}{g \tilde{\rho}_{(x)}^s}, \text{ где } h_{(x)} \text{ – высота от-}$$

клонения свободной поверхности в данный момент времени от начального гидростатического состояния $z = 0$, ρ^s – плотность пород, залегающих между текущим положением свободной границы $h_{(x)}$ и ее начальным положением $z = 0$, а $\tilde{\rho}_{(x)}^s$ – среднее значение ρ^s по промежутку $\delta z_{(x)} = [h_{(x)}, 0]$, (g – модуль ускорения свободного падения).

Величина вертикального нормального напряжения $\sigma_{zz(x,z=0)}$ определяется из решения задачи (0–7) и позволяет для каждого момента времени определить рельеф исходной границы – высоту образующихся гор, или/и глубину бассейна. Из (8) видно, что глубина бассейна $h_{(x)}$ определяется как эндогенным течением – величиной $\sigma_{zz(x,z=0)}$, так и осадочным выполнением ρ^s . Так что, для определения $h_{(x)}$ нужно еще задать некоторую седиментологическую модель заполнения бассейна, определяющую плотности ρ^s выполняющих его осадков. В данном случае, нами был реализован вариант модели Слосса для терригенного осадконакопления [8, 9], позволяющий задавать закономерности изменения фракции отлагающегося осадка и ее количества, в зависимости от глубины моря, расстояния до берега и мощности источников сноса. Также, в зависимости от фракции осадка, задавался закон его уплотнения с глубиной.

Один из рассчитанных вариантов эволюции течения в “литосфере” и соответствующей истории развития осадочного бассейна приведен на рис.

Полученные результаты не претендуют на какую-либо “окончателность”, мы рассматриваем их, как сугубо предварительные. Требуется расчет большого числа вариантов при разных комбинациях параметров, чтобы выявить закономерности и типичные режимы процесса. Необходимо провести 3-D расчеты, поскольку характер течения существенно зависит от количества степеней свободы [9]. Нужно рассмотреть задачу о взаимодействии конвекции в погранслое с течением в основной области подстилающей мантии.

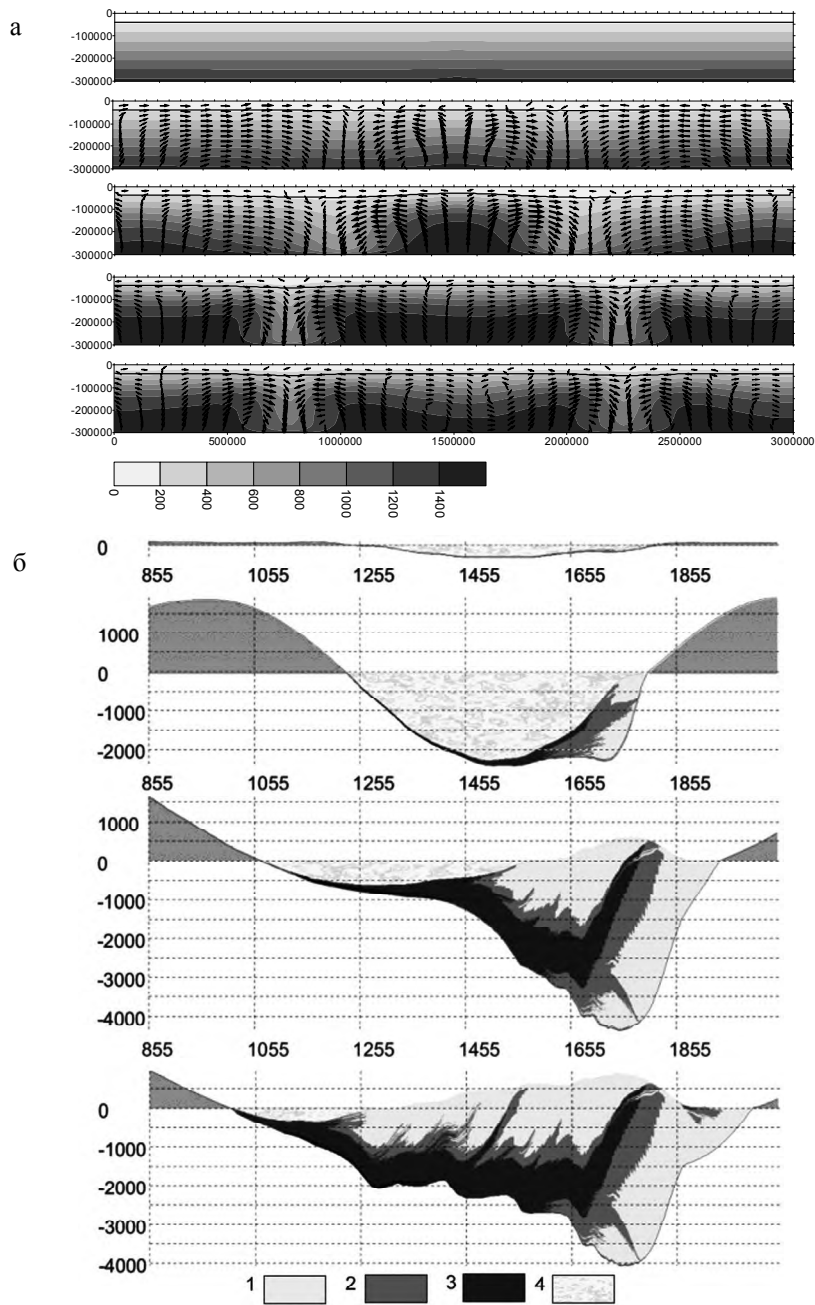


Рис. Стадии эволюции конвективного течения (а) и формирующегося осадочного бассейна (б). а – Температура показана тонами серого – шкала под разрезами. Сплошная линия на разрезах – граница “М”. Стрелками показаны векторы скорости течения. Линейные размеры оцифрованы в метрах. б – Тонами серого показаны основные фракции осадков: 1 – песчаная, 2 – алевритовая, 3 – глинистая, 4 – вода. Глубина бассейна оцифрована в метрах, расстояния по горизонтали – в километрах (соответствуют рис., а).

Тем не менее, предложенный механизм позволяет объяснить формирование на континентальной коре обширных и глубоких бассейнов, без существенного растяжения их фундамента. При этом не приходится прибегать к постулированию каких-либо «плохо диагностируемых» или «ненаблюдаемых» эффектов, в том числе – сложных геологических гипотез. В сущности, в основе нашей модели лежат следующие достаточно надежно установленные факты: 1) континентальная кора является довольно мощным слоем, с малой, по сравнению с мантией, плотностью; 2) у поверхности планеты существует тепловой погранслои с указанными толщиной и перепадом температуры (или близкими к ним); 3) вещество верхней части мантии и коры («литосфера») необратимо деформируется в медленных геологических процессах, так что соответствующее значение ньютоновской вязкости определяется в пределах 10^{22} Па·с.

Литература

1. Артюшков Е.В. Механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Растяжение литосферы или эклогитизация? // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 12. С. 1675–1686.
2. Добрецов Н.Л., Полянский О.П. О механизмах формирования глубоких осадочных бассейнов: достаточно ли данных для доказательства эклогитизации? // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 12. С. 1687–1696.
3. Sobolev S.V., Babeyko A.Yu Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // Surveys in Geophysics. 1994. V. 15. P. 515–544.
4. Лунев Б.В. Изостазия как динамическое равновесие вязкой жидкости // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 1. С. 72–76.
5. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы. М., ВИНТИ, Итоги науки и техники. Физика Земли. 1980. 232 с.
6. Лунев Б.В. Напряжения в океанической литосфере, обусловленные плотностными неоднородностями // Глубинная морская геофизика. Л.: Недра, 1991. С. 29–36.
7. Харбух Дж., Бонэм-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1974. 312 с.
8. Кулагин А.В., Мушин И.А., Павлова Т.Ю. Моделирование геологических процессов при интерпретации геофизических данных. М.: Недра, 1994. 250 с.
9. Тычков С.А., Червов В.В., Черных Г.Г. Численная модель трехмерной конвекции в верхней мантии Земли // Физика Земли. 2005. № 5. С. 48–64.

Ю.Ф. Манилов**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГЕРАНСКОГО АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА***Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Анортозиты – типичные магматические породы ранних этапов развития Земли. Они формировались только в докембрии, отсутствие фанерозойских анортозитов говорит о неповторимости и необратимости процессов геологической эволюции. Знания о строении докембрийских объектов, вместе с представлениями об их генетической и геохронологической позиции является ключом к пониманию геологических процессов в архее и протерозое. Информация о структуре анортозитовых массивов дает возможность судить о специфике условий их формирования и становления, проявлениях локальной тектоники, метаморфизме и метасоматозе, направленности кристаллизации и особенностях рудогенеза. Все крупные анортозитовые массивы – типичные образования континентальной коры, в связи с чем данные о строении, петрофизических и палеомагнитных характеристиках имеют важное значение для палеоспастических реконструкций и палеотектонического анализа областей консолидации докембрийских платформ.

Геранский массив (рис. 1) – западный фрагмент крупнейшего в Восточно-Азиатском анортозитовом поясе Джугджурского плутона – занимает в нем крайнее восточное положение и приурочен к зоне сочленения крупных ранне-докембрийских тектонических структур Алданского щита и обрамляющей щит с юга позднеархейско-раннепротерозойской Джугджуро-Становой складчатой области, приурочен к выступам раннеархейского гранулит-гипербазитового фундамента, где они ассоциируются с основными и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, гнейсами, известково-алюмосиликатными породами, мегаультрабазитами [4, 5].

В настоящее время не существует согласованного мнения о принадлежности анортозитовых комплексов Геранского массива к аллохтонному или автохтонному типу, в то время как вопрос генезиса является одним из важнейших для понимания особенностей тектонического развития региона и дальнейших палинспастических реконструкций.

Задачей настоящих исследований заключалась в изучении глубинной структуры Геранского массива.

При построении геолого-геофизической модели изучаемой территории. использованы карты наблюденного поля силы тяжести Δg масштаба 1:50000, 1:200000; карты наблюденного магнитного поля масштаба 1:50000, 1:200000; геологические карты территории масштаба 1:50000, 1:200000, 1:500000; данные петрофизических свойств горных пород региона.

Для выделения внутрикоровых границ в пределах изучаемой территории использовались данные интерпретации гравиметрической, сейсмометрической и магнитной информации. Для определения глубинной структуры делались количественные оценки глубин кромок аномалиеобразующих объектов посредством пакета программ COSCAD 3Dt, применялись стандартные и нестандартные трансформации наблюденных гравитационного и магнитного полей, посредством системы ГИС ИНТЕГРО [1]. Для геологической идентификации полученных физических объектов

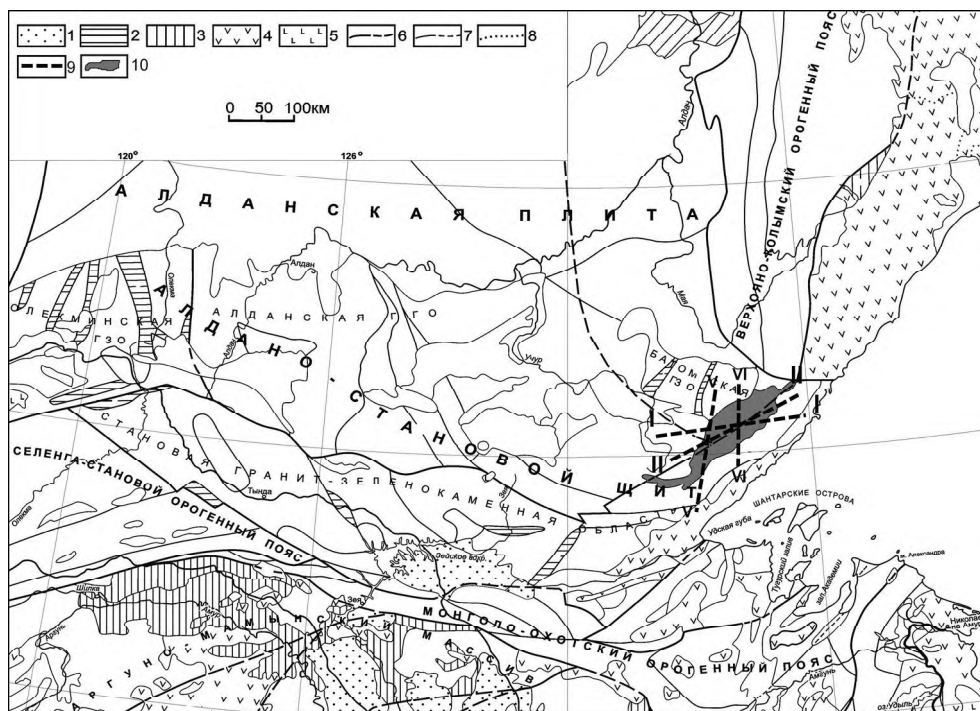


Рис. 1. Карта тектонического районирования области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.

1 – молодые платформы; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – краевые прогибы; (4-5) – вулканические пояса, зоны, впадины: 4 – кислого и среднего состава, 5 – основного; (6-8) границы: 6 – главных тектонических элементов, 7 – прочих, 8 – второстепенных, 9 – профиля, 10 – Геранский массив.

учитывались петрофизические свойства горных пород [2, 3] в сопоставлении с геологическими съемками.

Полученные данные о распределении магнитных и гравитирующих источников с глубиной в совокупности с геологической и петрофизической информацией позволили построить геолого-геофизические разрезы по профилям (рис. 2).

Полученная модель Геранского массива представляет собой многослойную геолого-геофизическую среду. Согласно этой модели массив является совокупностью плутонов, мощностью 6–8 (максимум до 12) км, наклоненных к северу. Анортозиты плутонов расслоены интрузиями различного возраста. Контакты габбро-анортозитов Геранского массива с гранулитам преимущественно тектонические. Корни массива, вероятно, срезаны меловыми интрузиями, по-этому следует предположить, что Геранский анортозитовый массив относится к массивам аллохтонного типа.

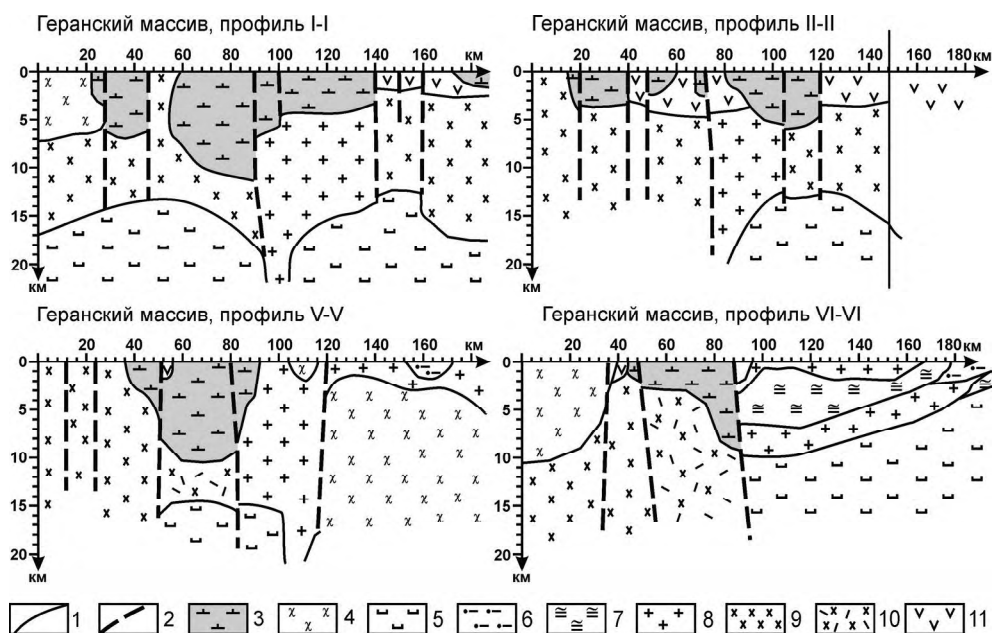


Рис. 2. Геолого-геофизические модели по профилям I-I, II-II, V-V, VI-VI.

(1 – границы геологических объектов; 2 – разломы; 3 – анортозиты; 4 – раннеархейские гранулиты; 5 – раннеархейские образования Алданского щита; 6 – терригенно-карбонатные породы раннего рифея; 7 – позднеархейские гнейсы; 8 – щелочные граниты протерозойского возраста; 9 – гранодиориты юрского возраста; 10 – область контакта щелочных гранитов и юрских гранодиоритов; 11 – вулканогенные образования мезозоя)

Литература

1. Бабаянц П.С. Алгоритм решения прогнозно-поисковых задач в рамках вероятностно-статистического подхода для качественных признаков // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 1.
2. Гурович В.Г., Романовский Н.П. Физические свойства горных пород Дальнего Востока (справочник). Владивосток, 1997. 393с.
3. Дортман Н. Б. Петрофизика, справочник в трех томах. М.: Наука, 1992. Т. 1. 392 с.; Т. 3. 288 с.
4. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Объясн. зап. к тектонической карте, масштаб 1:1500000. 2005. 264 с.
5. Михайлова Н.П. Палеомагнетизм анортозитов. Киев: Наука, 1994.

В.М. Никифоров, И.В. Дмитриев, Г.Н. Шкабарня

**ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА:
СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ, МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ И
СЕЙСМИЧНОСТЬЮ**

Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Вертикальное распределение удельного электрического сопротивления пород, слагающих оболочки Земли, и, в частности, ее тектоносферы, определяется рядом факторов: вещественным составом, флюидодинамическим режимом, термобарическими условиями и т.д. Представления о стандартном (среднем планетарном) разрезе Земли получены в результате интерпретации “глобальной” кривой магнитовариационного зондирования, построенной на основе сферического анализа данных мировой сети геомагнитных обсерваторий, дополненных данными магнитотеллурических зондирований (МТЗ) на всех шитах [1]. Удельное электрическое сопротивление монотонно уменьшается с глубиной от $2 \cdot 10^5$ Ом·м на глубине около 10 км до 20 Ом·м на глубине около 300 км. По смыслу стандартный разрез – это вертикальная последовательность максимальных значений удельного сопротивления сухих пород земной коры и верхней мантии в условиях температур и давлений, характерных для районов с нормальным тепловым потоком 45 МВт/м². В “горячих” районах, с тепловым потоком больше 90 МВт/м², температурная кривая недр пересекается с кривой солидуса примерно на глубине 80–100 км, что создает условия для частичного плавления верхнемантийных пород. Этот процесс отражается в геоэлектрических наблюдениях в виде резкого уменьшения удельного электрического сопротивления пород (ρ), регистрируемого данными МТЗ.

В районе исследования, включающим в себя территорию Приморья, среднего и нижнего Приамурья, Сахалина, акватории Японского моря и Татарского пролива выполнено более 1500 пунктов МТЗ, в том числе и долговременные с применением в качестве приемных антенн подводных кабелей связи JASK и RJK [2] длиной до 950 км и континентальных кабелей связи длиной 30–120 км. Эти уникальные работы позволили впервые осветить геоэлектрический разрез до глубины около 1000 км и детально изучить аномальную электропроводящую структуру в различных этажах тектоносферы. В ходе этих исследований установлено, что геоэлектрический разрез в зоне перехода от континента к крайнему морю существенно отличается от стандартного планетарного разреза. Этот разрез можно представить как сочетание нормального слоистого и аномального, нарушающего слоистую структуру.

В нормальном геоэлектрическом разрезе региона (рис. 1) выделяется следующая последовательность слоев сверху вниз: земная кора мощностью 35–40 км под континентом и 20–35 км под дном Татарского пролива, Японского моря и Сахалина, характеризующаяся относительно высоким уровнем удельного сопротивления $\rho_{зк}$ более 1000 Ом·м; ее подстилает подкоревая литосфера, с сопротивлением $\rho_{л} = 80–150$ Ом·м, ее подошва под континентом располагается на глубине 130–150 км, под акваториями – на глубине 80 км; ниже располагается низкоомный горизонт, отождествляемый с астеносферой, его сопротивление под континентом составляет 20–50 Ом·м, а под крайним морем 5–20 Ом·м, глубина подошвы изменяется соответственно от 230–250 км до 130–150 км. Глубже регистрируется стандартный планетар-

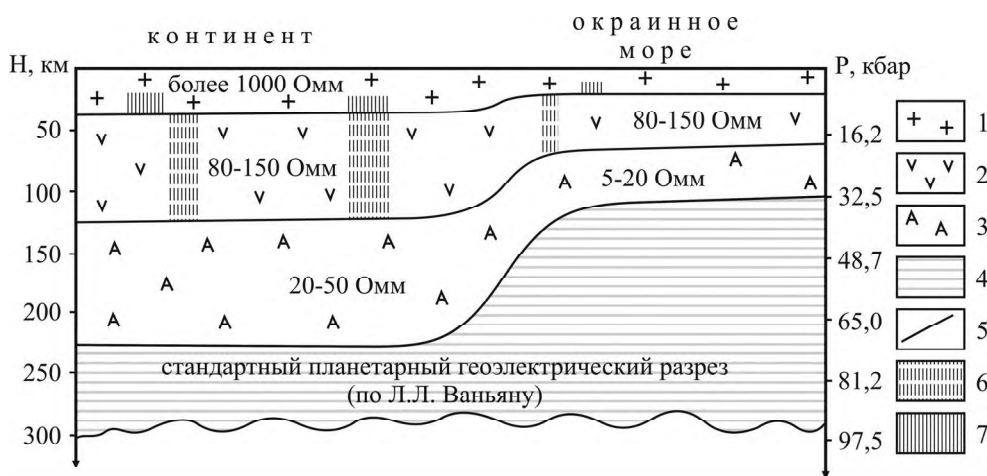


Рис. 1. Геоэлектрический разрез зоны перехода от континента к окраинному морю. 1 – земная кора; 2 – подкорковая литосфера; 3 – астеносфера; 4 – верхняя мантия; 5 – границы оболочек тектоносферы; 6 – анизотропно-электропроводящие зоны в подкорковой литосфере, отождествляемые с крупнейшими сдвиговыми системами региона; 7 – анизотропно-электропроводящие зоны в нижней части земной коры, отождествляемые с гидратацией коровых пород основного состава.

ный разрез, т.е. под астеносферой в районе восстанавливается распределение сопротивления, аналогичное для других регионов планеты.

Описанное послойное распределение электрического сопротивления указывают на особый флюидодинамический режим верхней мантии зоны перехода. Если обратить внимание на то, что в пределах Приморья, Среднего и Нижнего Приамурья тепловой поток не превышает значений 45–50 МВт/м², становится очевидным, что надежно фиксируемая многочисленными зондированиями МТЗ астеносфера обязана процессу частичного плавления верхнемантийного вещества в присутствии водного флюида, снижающего температуру начала плавления до 1100–1200 °С.

Другой особенностью нормального регионального геоэлектрического разреза является наличие относительно низкоомного горизонта 80–150 Ом·м, развитого ниже поверхности Мохо до кровли астеносферы. Обычно в других регионах планеты в этом интервале глубин располагаются образования, соответствующие по своему сопротивлению стандартному разрезу. Результаты наших исследований позволяют по-новому представить флюидный режим этой части разреза. В силу того, что в этом интервале глубин масштабное плавление пород невозможно, наблюдаемые низкие сопротивления пород $\rho_{\text{д}}$, по-видимому, обусловлены рассеянным содержанием электропроводящих материалов, к которым можно отнести водные растворы и графит. Привнесение этих материалов сверху представляется маловероятным в силу выполаживания разломных нарушений, создающих трещинную структуру земной коры на разделе Конрада [3]. Эта структура, отождествляется с волноводом, ниже которого теряется флюидопроницаемость. Кроме того, вода в нижней части коры не может находиться в свободном состоянии вследствие гидратации пород основного состава, сопровождающейся залечиванием трещин. Это указывает, что электропроводящие материалы вероятнее всего поступают в подкорковую литосферу снизу. Вместе с тем

известно [4], что кровля расплавленной астеносферы представляет собой фильтр, через который затруднено проникновение вверх H_2O . В этой связи наблюдаемую проводимость пород можно увязать с присутствием рассеянного графита в межзерновом пространстве, появляющихся в результате реакции Будуара при температурах ниже $700\text{ }^\circ\text{C}$ $2CO_2 = C_{\text{графит}} + CO_2$. При температурах ниже $500\text{ }^\circ\text{C}$ в результате процесса поликонденсации появляется вода: $CO + H_2 \rightarrow PU + UV + CO_2 + H_2O$, где ПУ – продукты уплотнения, UV – углеводороды.

Образованная вода расходуется в вышележащем горизонте на гидратацию основных пород, в результате чего образуется флюидоупор, препятствующий проникновению глубинных флюидов в земную кору, вследствие чего она характеризуется относительно высоким электрическим сопротивлением. Таким образом, нормально вертикальное распределение электрического сопротивления в регионе тесным образом связано с особенностями подъема флюидов из глубоких горизонтов верхней мантии. Процесс расслоения тектоносферы усложняется в периоды тектонической активизации. В геоэлектрических параметрах нарушения горизонтальной однородности проявляются в виде линейных зон анизотропной проводимости имеющих место как в подкоровой литосфере, так и в земной коре.

На рис. 2а показаны анизотропная структура подкоровой литосферы. Выделяется ряд анизотропно-проводящих зон северо-восточного, северо-северо-восточного, субмеридионального и северо-северо-западного направлений. Эти зоны увязываются с известными сдвиговыми системами надрегионального масштаба: Тан-Лу, Центрально-Сихотэ-Алинская, Западно-Сахалинская, Хоккайдо-Сахалинская. Связь сдвиговых систем, хорошо выраженных в поверхностной геологии с подкоровыми анизотропными системами указывают на то, что в горизонтальных перемещениях масс задействованы не только слои земной коры, но и литосферы. В результате относительного перемещения литосферных блоков нарушается непрерывность токовых систем, образованных графитовыми пленками, и это приводит к образованию зон анизотропной проводимости. Сопоставляя особенности проводящей структуры (рис. 2а) с известными тектоническими построениями можно отметить, что многие тектонические элементы, выделяемые на основе геолого-геофизических особенностей приповерхностного слоя, вписываются в рисунок литосферных геоэлектрических структур.

Анизотропные электропроводящие структуры нижней части земной коры (рис. 2б) в целом согласуются со структурой подстилающей литосферы, хотя не являются непосредственными их продолжениями в земную кору. Это может быть доводом в пользу того, что горизонтальные перемещения земной коры относительно подкоровой литосферы обладают некоторой автономностью. Проводящие зоны в земной коре северо-восточного направления в большей мере наследуют характер нижележащих структур. Движения в земной коре в направлении Центрально-Сихотэ-Алинского разлома отражается лишь в осложнениях зон северо-восточного направления. В восточной зоне региона на территории Сахалина отмечена полная перестройка геоэлектрического структурного плана, зоны северо-восточного направления здесь отсутствуют. То обстоятельство, что анизотропная высокая проводимость отмечается в нижней части земной коры, где отсутствуют Р-Т условия для нахождения воды в свободном состоянии, а из-за процесса гидратации происходит залечивание трещин, образовавшихся при очередном этапе тектонической активизации позволяет считать, что ее природа определяется проводимостью графитовых пленок,

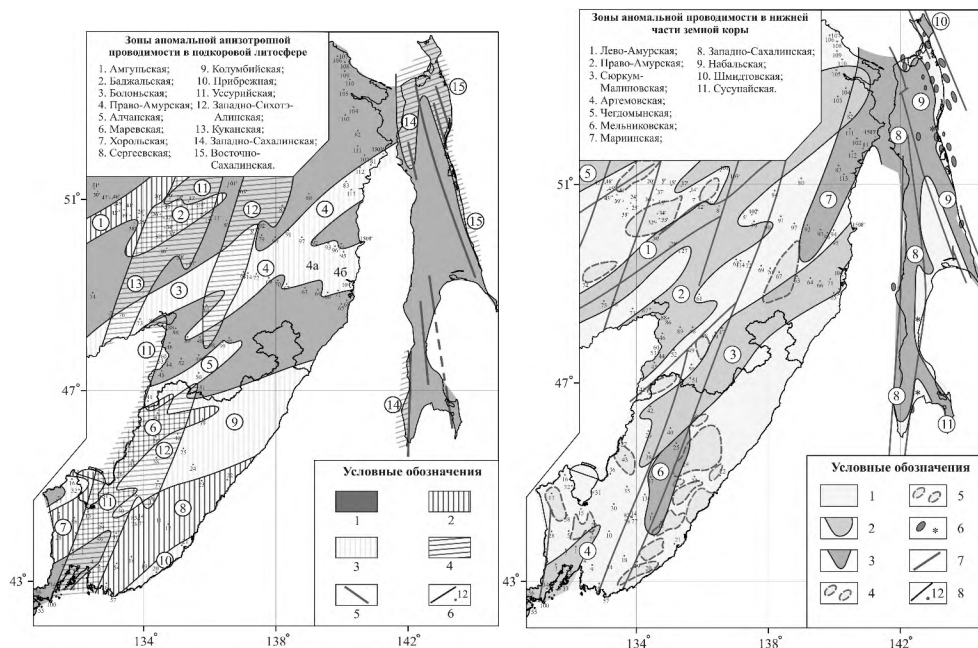


Рис. 2а. Схема электропроводности подкоревой литосферы (интервал глубин 35–80 км).

1 – фоновая среда с изотропным удельным сопротивлением $\rho = 80–150$ Ом·м; 2–4 – анизотропно-проводящие зоны, отождествляемые с крупнейшими литосферными сдвиговыми системами: 2 – $\rho_{с-ю} = 80–150$ Ом·м, $\rho_{з-в} = 1000$ Ом·м; 3 – $\rho_{с-ю} = 80–150$ Ом·м, $\rho_{з-в} = 300$ Ом·м; 4 – $\rho_{с-ю} = 1000$ Ом·м, $\rho_{з-в} = 80–150$ Ом·м; 5 – высокоомные крутопадающие плоскости 1000 Ом·м; 6 – границы зон, пункты МТЗ и их номера.

Рис. 2б. Схема электропроводности нижней части земной коры.

1 – фоновая среда с удельным электрическим сопротивлением более 1000 Ом·м; 2–3 – анизотропно-проводящие зоны, отождествляемые с зонами гидратированных пород: максимальная проводимость в субмеридиональном направлении (2), максимальная проводимость в субширотном направлении (3); 4–5 – контуры районов по Н.П. Романовскому: олово, вольфрам (4), свинец, медь (5); 6 – месторождения нефти и газа, грязевые вулканы; 7 – крупнейшие сдвиги по геологическим данным; 8 – границы геоэлектрических зон и пункты МТЗ.

возникающих согласно реакции $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2 = \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ (при этом вода расходуется на гидратацию гидрофильных минералов).

Зоны высокой анизотропной проводимости, надежно фиксируемые наземными электромагнитными исследованиями, трассируют зоны развития гидратированных плохо проницаемых для восходящих флюидов пород. Очевидно, по этой причине известные рудные районы региона располагаются за их пределами, чаще всего на границе с нормальными коровыми образованиями (рис. 2б). Такая же закономерность отмечается и в расположении месторождений нефти и газа на востоке Сахалина. Таким образом, особенности глубинного флюидного режима сказывается не только в структурно-тектоническом строении региона, но и в металлогении и нефтегазности.

В средней части земной коры в интервале глубин 10–20 км, где температура может составлять 200–300 С°, возникают термодинамические условия, благоприят-

ствующие сохранению воды в свободном состоянии. Такое положение обуславливается увеличением доли сиалического материала (гранитный слой), способного в трещинном пространстве удерживать воду. Выше по разрезу, при понижении температур ниже $200\text{ }^{\circ}\text{C}$ гидратация альбита приводит к образованию анальцита и кварца, объем которых на 19 % превосходит объем исходных пород. Это приводит к образованию регионального флюидоупора. Вода в интервале глубин 10–20 км может с одной стороны иметь метеорную природу, проникая от дневной поверхности по системе листрических разломов, с другой стороны образовываться на месте в результате взаимодействия поступающих снизу газов: $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 = 2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$. Интересно отметить, что в нефтегазоносных районах Сахалина локальный контроль местоположения залежей УВ определяется именно аномалиями рассмотренного типа.

Как видно, все отмеченные выше типы аномальной проводимости в подкоровой литосфере, различных этажах консолидированной земной коры связаны с образованием и концентрацией воды и графита. Эти материалы заполняют емкостное пространство, возникающее, очевидно, в ходе очередных этапов тектонической активизации. Вместе с тем вода активно воздействует на вмещающие породы, вступая с ними в реакции гидратации, сопровождающиеся сильным изменением объема пород. Это, вероятно, в значительной мере сказывается на сейсмическом режиме региона. Как показывает анализ данных МТЗ и сейсмологии землетрясений концентрируется в контурах аномалий анизотропной проводимости.

Литература

1. Л.Л. Ваньян, П.П. Шиловский. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Наука, 1983. 88 с.
2. В.М. Никифоров, И.В. Дмитриев, С.С. Старжинский. Геоэлектрическая структуры тектоносферы в зоне сочленения япономорской впадины и Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Дальневосточные моря России. М.: Наука, 2007. С. 61–85.
3. В.Н. Николаевский. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Физика Земли. М.: Наука, 1996. С. 41–50.
4. А.А. Кадик, О.А. Луконин. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 96 с.

Е.Б. Осипова

**МЕХАНИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ
ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ**

*Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Современные геофизические модели Земли РЕМ (Parametric Earth Model) представляют собой обобщение количественных сведений о строении Земли [4]. Эти модели отражают существование аномальных масс – различия в строении коры и верхней мантии океанических и континентальных регионов, локализованных до глубины 420 км. В общей трехмерной постановке в рамках линеаризованной теории упругой устойчивости и теории конечных деформаций [1, 3] исследована устойчивость равновесия трехслойной сжимаемой упругой Земли при основном радиально-симметричном состоянии. Полученные результаты применены к анализу тектонических последствий сил гравитации и внутреннего давления на границе локализации аномальных масс Земли, представленной литосферой, астеносферой и подастеносферной мантией.

Решение получено в сферической системе координат $O_{\rho\varphi\theta}$ в физических составляющих компонент тензора деформаций Грина $\varepsilon_{(ij)}$, несимметричного тензора напряжений Кирхгофа $t_{(ij)}$, физических составляющих вектора перемещений u_k , параметра удлинения λ_k в направлении координатной k -линии. В возмущенном состоянии линеаризованное уравнение устойчивости равновесия каждого слоя геошара для произвольной формы потенциала, характеризующего энергию упругой деформации, преобразуется к виду:

$$\left\{ \begin{array}{l} A_1 \frac{\partial \delta}{\partial \rho} + A_2 \delta + [A_3(\nabla^2 + 2) + \gamma \omega^2 \rho] u_1 + A_4 \frac{\partial u_1}{\partial \rho} + A_5 \frac{\partial^2 u_1}{\partial \rho^2} = 0 \\ \nabla^2 \delta + K_1 \frac{\partial^2 \delta}{\partial \rho^2} + K_2 \frac{\partial \delta}{\partial \rho} + K_3 \delta + [K_4(\nabla^2 + 2) + K_5] u_1 + \\ [K_6(\nabla^2 + 3) + K_7] \frac{\partial u_1}{\partial \rho} + K_8 \frac{\partial^2 u_1}{\partial \rho^2} + K_9 \frac{\partial^3 u_1}{\partial \rho^3} = 0 \\ \nabla^2 \chi + L_1 \frac{\partial^2 \chi}{\partial \rho^2} + L_2 \frac{\partial \chi}{\partial \rho} + L_3 \chi = 0 \end{array} \right. \quad (1)$$

Линеаризованная система (1) является системой уравнений в частных производных относительно переменных, определяющих для каждого слоя радиальное перемещение точки u_1 , результирующую по главным направлениям деформацию точки δ / ρ , перемещение поворота χ текущей точки. Имеем в развернутом виде:

$$\delta = \rho \cdot \frac{\partial u_1}{\partial \rho} + \frac{\partial u_2}{\partial \varphi} + 2 \cdot u_1 + \frac{1}{\sin \varphi} \cdot \frac{\partial u_3}{\partial \theta} + u_2 \operatorname{ctg} \varphi, \quad \chi = \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\partial u_3}{\partial \varphi} + u_3 \cdot \operatorname{ctg} \varphi + \frac{1}{\sin \varphi} \cdot \frac{\partial u_2}{\partial \theta} \right) \quad (2)$$

Решение системы (1) определяем методом разделения переменных:

$$u_1 = \sum_{m=0}^{\infty} u_{10m}(\rho) \cdot M_m(\alpha) \cdot \cos m\theta, \quad \alpha = \cos \varphi;$$

$$\delta = \sum_{m=0}^{\infty} \delta_{0m}(\rho) \cdot M_m(\alpha) \cdot \cos m\theta, \quad \chi = \sum_{m=0}^{\infty} \chi_{0m}(\rho) \cdot M_m(\alpha) \cdot \sin m\theta \quad (3)$$

Система (1), рассмотренная для каждого слоя шара, позволяет найти решение с точностью до постоянных. Конкретизация выбора постоянных величин в выражениях u_1, δ, χ решается присоединением граничных условий, соответствующих возмущенному состоянию устойчивости равновесия, при этом полагаем, что изменение интенсивности давления \tilde{p} в момент потери устойчивости не происходит. Имеем:

$$\left. \begin{matrix} (3) \\ t_{(11)} = t_{(12)} = t_{(13)} \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_4} = 0; \quad \left. \begin{matrix} (3) \\ t_{(11)} = t_{(11)} \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_3}, \quad \left. \begin{matrix} (3) \\ u_I = u_I \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_3},$$

$$\left. \begin{matrix} (3) \\ t_{(12)} = t_{(12)} = t_{(13)} = t_{(13)} \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_3} = 0; \quad \left. \begin{matrix} (2) \\ t_{(11)} = t_{(11)} \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_2}, \quad \left. \begin{matrix} (2) \\ u_I = u_I \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_2}, \quad (4)$$

$$\left. \begin{matrix} (2) \\ t_{(12)} = t_{(12)} = t_{(13)} = t_{(13)} \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_2} = 0; \quad \left. \begin{matrix} (1) \\ t_{(11)} = -\tilde{p} \cdot \lambda^0 \cdot \left(e_{(22)} + e_{(33)} \right) \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_1}, \quad \left. \begin{matrix} (1) \\ t_{(12)} = t_{(13)} \end{matrix} \right|_{\rho=\rho_1} = 0.$$

Непосредственная подстановка выражений (3) в систему (1) дает для каждого из уравнений два уравнения. Одно из них, одинаковое для всех уравнений системы имеет вид:

$$\frac{d}{d\alpha} (1 - \alpha^2) \frac{dM(\alpha)}{d\alpha} + \left[n(n+1) - \frac{m^2}{1 - \alpha^2} \right] M(\alpha) = 0 \quad (5)$$

и имеет решением присоединенные функции Лежандра $P_n^m(\alpha)$, первого рода степени n и порядка $m, n \leq m; n$ и m – параметры волнообразования. Каждое второе уравнение, получающееся в результате разделения переменных в системе (1), является линейным дифференциальным уравнением относительно коэффициентов разложения (3), зависящих только от координаты ρ и параметров основного состояния, и решается методом Фробениуса. Соответствующие преобразования в граничных условиях позволяют также разделить переменные. Конкретизация потенциала энергии деформации в виде закона Мурнагана [1] для входных данных моделей РЕМ [4] позволяет проанализировать возмущенное состояние геосфера, взаимодействие сил гравитации и внутреннего следящего давления.

Численно-графический анализ выполнен для модели РЕМ-А [4] в интервале $5951 \text{ км} \leq \rho \leq 6371 \text{ км}$, в котором выделены три слоя с выраженными физико-механическими свойствами. Верхний слой – моделирует литосферу мощностью $h_3 = 80 \text{ км}$ при $6291 \text{ км} \leq \rho \leq 6371 \text{ км}$, средний слой – астеносферу мощностью $h_2 = 140 \text{ км}$ при $6151 \text{ км} \leq \rho \leq 6291 \text{ км}$, нижний слой – подастеносферную мантию мощностью $h_1 =$

200 км при $5951 \text{ км} \leq \rho \leq 6151 \text{ км}$, $H = h_1 + h_2 + h_3 = 420 \text{ км}$, $R_0 = 6371 \text{ км}$. Для расчетов ограничимся основной частью потенциала Мурнагана [1] в виде:

$$\Psi = \frac{\lambda^{(i)}}{2} \cdot A_1^2 + \mu^{(i)} \cdot A_2. \quad (6)$$

В соответствии с данными модели РЕМ-А [4] имеем следующие средние значения упругих постоянных $\lambda^{(i)}$, коэффициентов жесткости $\mu^{(i)}$, плотностей $\rho^{(i)}$, следящего давления для слоев: $\lambda^{(1)} = 110.8 \text{ ГПа}$, $\mu^{(1)} = 75.0 \text{ ГПа}$, $\rho^{(1)} = 3.3 \text{ г/см}^3$, $\lambda^{(2)} = 83.56 \text{ ГПа}$, $\mu^{(2)} = 63.8 \text{ ГПа}$, $\rho^{(2)} = 3.2 \text{ г/см}^3$, $\lambda^{(3)} = 39.65 \text{ ГПа}$, $\mu^{(3)} = 42.73 \text{ ГПа}$, $\rho^{(3)} = 3.1 \text{ г/см}^3$. Геошар находится под действием внутреннего следящего давления $\tilde{p} = 15.98 \text{ ГПа}$.

Движение среды в основном состоянии является устойчивым и характеризуется радиально-симметричной деформацией. В общем случае малое перемещение среды как твердого тела является геометрической суммой явного перемещения u_k точки и перемещения поворота χ вокруг этой точки [1]. В радиально-симметричном основном состоянии составляющие перемещения поворота равны нулю. В возмущенном состоянии перемещения поворота во всех слоях направлены к центру шара. Во внутреннем слое, моделирующем подастеносферную мантию значения перемещения поворота меньше на порядок соответствующих значений в слоях, моделирующих астеносферу и литосферу, при этом радиальные перемещения в этом слое больше, чем в слоях, моделирующих астеносферу и литосферу [2]. Для слоя, моделирующего литосферу, получены следующие расчетные значения абсолютных величин радиальных перемещений $0 \leq |u_r^{(3)}| \leq 0.012 \text{ км}$, радиальных деформаций $0 \leq |\epsilon_{rr}^{(3)}| \leq 2.5 \times 10^{-10}$ и результирующей по главным направлениям деформаций текущих точек $0 \leq |\theta^{(3)}| \leq 7.0 \times 10^{-8}$ за время $\tau = 2.0 \times 10^6 \text{ лет}$.

В возмущенном состоянии по расчетным значениям перемещений $u_r^{(i)}$ прослеживается тенденция появления зон утонения слоев там, где перемещения текущих точек оснований слоев достигают порядка 10^{-6} км ; соответственно, там, где перемещения текущих точек достигают порядка 10^{-4} км , вероятны зоны утолщения. Максимальные абсолютные значения перемещений текущих точек основания внутреннего слоя, моделирующего подастеносферную мантию, достигают во всех плоскостях порядка 10^{-4} км . При этом максимальные абсолютные значения перемещений текущих точек слоя, моделирующих литосферу, в плоскости $\theta = \pi/3$ при $0 \leq \varphi \leq \pi/2$ достигают только порядка 10^{-6} км . Конфигурация кривых и разброс значений, определяющих изменения радиальных деформаций внутри каждого слоя, достаточно ровные. При этом радиальное деформирование точек среднего слоя, моделирующего астеносферу, достигает максимальных значений порядка 10^{-9} в плоскости $\theta = \pi/3$ при $0 \leq \varphi \leq \pi/2$. Соответствующие расчетные максимальные значения радиальных деформа-

ций $\varepsilon_{11}^{(i)}$ в возмущенном состоянии точек слоя, моделирующего литосферу, меньше и имеют порядок 10^{-10} .

Сравнительный анализ значений радиальных деформаций с результирующей по главным направлениям деформирования текущих точек геошара по расчетным плоскостям показывает, что в литосфере и подастеносферной мантии максимальные значения деформаций $\varepsilon_{22}^{(1)}, \varepsilon_{33}^{(1)}, \varepsilon_{22}^{(3)}, \varepsilon_{33}^{(3)}$ больше, чем значения радиальных деформаций. Особенно это явление выражено в самом упругом слое – литосфере. Максимальные значения радиальных деформаций достигают порядка 10^{-10} , а результирующая по главным направлениям – порядка 10^{-8} . Очевидно, что полученные расчетные данные по перемещениям $u_I^{(i)}$, радиальным деформациям $\varepsilon_{11}^{(i)}$ текущих точек и результирующей по главным направлениям деформации $\theta^{(i)}$ зависят от заданного распределения физико-механических свойств, мощностей слоев, граничных условий, давления $\tilde{p} = 15.98$ ГПа, которое задано и действует непосредственно на основании ($\rho = 5951$ км) внутреннего слоя.

Полученные расчетные данные распределения перемещений, радиальных деформаций текущих точек и результирующей по главным направлениям деформации в возмущенном состоянии позволяют проанализировать возмущенное состояние всего геошара при взаимодействии сил гравитации и внутреннего следящего давления. В данном случае величина внутреннего давления $\tilde{p} = 15.98$ ГПа является критической, все три слоя при $n = 0, 1, 2$ являются неустойчивыми, так как множество собственных значений $\omega_k^{(i)}$ для каждого слоя имеют значения с отрицательной мнимой частью. Изменение всех параметров разложения (3) отражает общую картину устойчивости (неустойчивости) основного состояния равновесия, позволяет исследовать различные формы потери устойчивости и конкретизировать зоны утонения, направления максимальных и минимальных перемещений поворотов, результирующего напряженно-деформированного состояния самогравитирующего трехслойного геошара под действием внутреннего давления. Полученные результаты позволяют реконструировать и объяснить некоторые особенности структурно-вещественной эволюции подастеносферной мантии, астеносферы и литосферы в результате тектонического воздействия собственной гравитации и внутреннего давления.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (код проекта 09-III-A-07-325).

Литература

1. Лурье А.И. Теория упругости. М.: Наука, 1970. 940 с.
2. Осипова Е.Б. Конечные деформации и устойчивость равновесия сжимаемого упругополого шара при следящем внутреннем давлении // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12, № 6. С. 79–86.
3. Biot M.A. Non-linear theory of elasticity and the linearized case for a body under initial stress // Phil.Mag. 1939. V. 27. P. 89–115.
4. Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R. Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data // Phys.Earth Planet. Inter. 1975. V. 10. P. 12–48.

А.М. Петрищевский**ОТРАЖЕНИЯ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР В ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЯХ
СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ**

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Рифты – линейные структуры растяжения и разрывы земной коры и жесткого литосферного слоя верхней мантии – широко распространены на территории Дальнего Востока России. У поверхности Земли они выражены цепочками линейных мезозойских и кайнозойских депрессий, реже – присутствием кайнозойских щелочных базальтов, а на глубине – сокращением мощности земной коры, существованием зон низких скоростей сейсмических волн и электрического сопротивления, поднятиями кровли астеносферы и мантийными диапирами. Как и большинство современных рифтогенных структур Земли, они сопровождаются высокой сейсмической активностью и аномалиями теплового потока. Однако, не все рифты Дальневосточного региона одинаковы по внешним признакам, происхождению, эволюции и особенностям глубинного строения.

Новые данные о глубинном строении рифтогенных структур Дальнего Востока получены в результате анализа пространственных распределений центров масс (Z_0) плотностных неоднородностей тектоносферы и градиентов поверхностной плотности (μ_z) эквивалентных им сферических источников гравитационных аномалий, отражающих реологические свойства земной коры и верхней мантии [4–6]. Представленные в докладе карты-срезы и разрезы тектоносферы до глубины 150 км от поверхности геоида не зависимы от существующих геолого-геофизических данных и каких-либо тектонических гипотез, что позволяет считать их объективным источником информации. На основании выполненных расчетов выявлены два устойчиво повторяющихся в разных регионах глубинных признака рифтогенных структур: (1) зоны линейных поднятий плотностных неоднородностей в нижних слоях земной коры и литосферы, сочетающиеся с прогибами в верхнем слое земной коры, и (2) зоны низких значений μ_z -параметра в переходном слое кора-мантия и астеносфере, пространственно совпадающие с андезит-базальтоидными магматическими проявлениями на земной поверхности.

По полученным данным, на Дальнем Востоке России существуют два типа рифтов: литосферные и коровые. Первые (Момский, Охотско-Анадырский) пронизывают всю толщу литосферы (рис. 1д) и отвечают классическим описаниям активного рифтогенеза. На поздних стадиях эволюции этих рифтов по ним развивались сдвиговые (трансформные по отношению к границам литосферных плит) перемещения. Вторые (пассивный тип) – ограничены диапазоном земной коры до глубины 25–40 км от поверхности Земли. Этому типу рифтогенеза полностью отвечает Байкальская рифтовая зона (рис. 1а, б, в), в которой установлены признаки односторонних смещений верхнекоровых тектонических масс по наклонному вязкому детачменту [6]. Вместе с тем, существуют рифтовые системы смешанного типа и длительного развития, по-разному проявленные в разных глубинных срезах литосферы и в разное геологическое время. К ним, наверное, можно отнести рифтовые системы Охотско-Чукотскую, Танлу и Южно-Якутскую (Байкало-Становую).

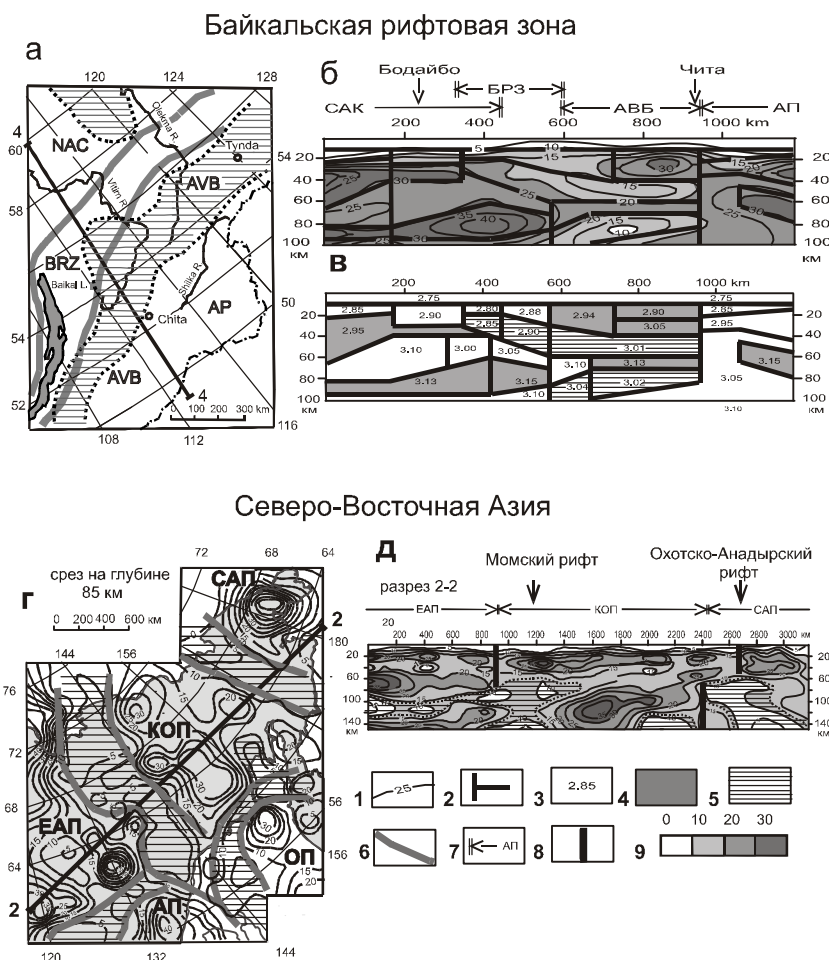


Рис. 1. Реологические неоднородности пассивной (а - в) и активных (д) рифтовых системы Северо-Восточной Азии: структурная схема (а), градиентный (б) и плотностной (в) разрезы Байкальской рифтовой зоны; глубинный срез (г) и разрез (д) 3D-модели распределений градиентов плотности в тектоносфере Северо-Восточной Азии

1 – изолинии градиента поверхностной плотности сферических источников гравитационных аномалий (1 усл. ед. = 10^{-2} кг / м² / км), эквивалентных компактным плотностным неоднородностям; 2, 3 – расчетные контуры (2) и плотность (3) пластин тектоносферы; 4, 5 – жесткие пластины (4) и вязкие среды (5) в земной коре и верхней мантии; 6, 7 – границы тектонических структур в плане (6) и в разрезах (7); 8 – глубинные разломы; 9 – шкала раскраски разрезов в единицах градиентов плотности.

Обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон, БРЗ – Байкальская рифтовая зона, АВБ – Ангаро-Витимский батолит; плиты: АП – Амурская, ЕАП – Евразийская, КОП – Колымо-Омолонская, САП – Северо-Американская, ОП – Охотоморская.

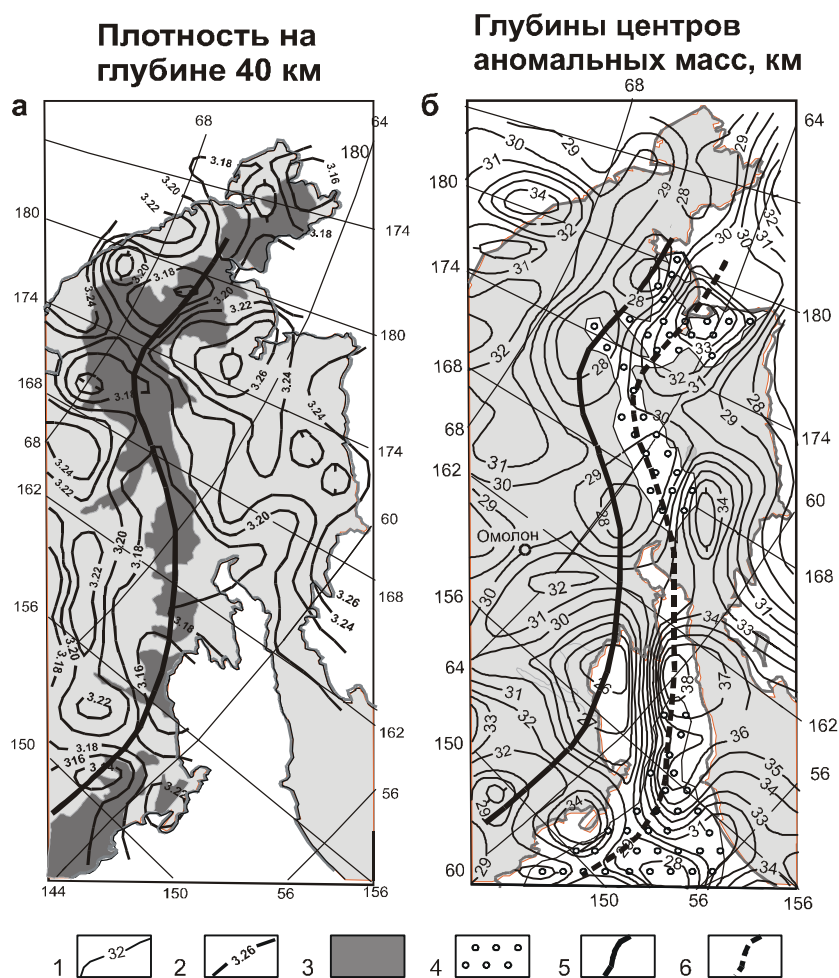


Рис. 2. Рифтовые системы Охотско-Чукотской окраины Азии.

1, 2 – изолинии глубин, км (1) и плотности*, г см^{-3} (2); 3 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 4 – кайнозойские впадины; 5, 6 – оси Охотско-Чукотской (5) и Охотско-Анадырской (6) рифтовых систем. * – изолинии плотности отрисованы автором по данным [1].

Глубинное строение земной коры Охотско-Чукотского вулканического пояса характеризуется типичными признаками риф-тогенных структур (рис. 2). Вулканическому прогибу на поверхности.

Здесь соответствует поднятие нижнекоровых масс (рис. 2-б), а подкоровый слой верхней мантии находится в вязком, полурасплавленном, состоянии, на что указывают низкие значения электрического сопротивления [2], плотности (рис. 1а) и градиентов плотности [5] подкорового слоя. Наблюдаются признаки миграции процессов растяжения в юго-восточном направлении (рис. 2б). Также как и Момский рифт [3], Охотско-Чукотский вулканический пояс на поздних стадиях развития сопровождался сдвиговыми (трансформными) перемещениями примыкающих к нему литосферных плит [7].

Третий, особый, тип структур растяжения (pull apart) связан со сдвиговыми процессами на границах крупных коровых, или литосферных сегментов. Эти структуры хорошо диагностируются по геологическим признакам (Шанси, Танлу, Становая и Центрально-Сихотэ-Алинская сдвиговые зоны), однако наблюдаемые над ними гравитационные минимумы обычно коррелируются с синсдвиговыми гранитоидными (Становым, Центрально-Сихотэ-Алинским) и вулканическими (Охотско-Чукотский) поясами, реже – наложенными впадинами, или мощными аккреционными призмами, сложенными турбидитовыми толщами (Центральный-Сихотэ-Алинь), что препятствует выявлению прямых геофизических признаков растяжения в основании структур типа “pull-apart”. Однако, формализованные гравитационные модели позволяют диагностировать и пространственно описать подошвы сдвиговых зон, в которых развиваются коровые структуры растяжения. В Сихотэ-Алине подошва жесткого кристаллического слоя земной коры, над которым происходили позднемезозойские сдвиговые перемещения турбидитовых толщ Самаркинского, Журавлевского и Киселевско-Маноминского террейнов, располагается на глубине 15–18 км, а в основании Охотско-Чукотского пояса подошва сдвига залегает на глубине 35–40 км. Внешними признаками сдвиговой компоненты в рифтах Северо-Восточной Азии (Байкальском, Охотско-Чукотском, Япономорском), также как и на других континентах (Танзанийский, Рейнский рифты), является S-образная форма структур растяжения в плане [3, 7], горизонтальные смещения осей и асимметрия приповерхностных (кайнозойские впадины) и глубинных (поднятия кровли мантии) границ раздела в разрезах рифтовых систем.

Литература

1. Вашилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1993. С. 5–19.
2. Вашилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Максимов А.Е., Любомудров В.В., Лучинина А.В., Постникова В.В. Полиастеносфера Северо-Востока России – методы изучения, структура, кинематика, динамика // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 135–142.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
4. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
5. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
6. Петрищевский А.М. Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 2 С. 248–255.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука / Интерпериодика”. 2001. 571 с.
8. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1635–1645.

В.Я. Подгорный, Н.П. Романовский

**ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ БАДЖАЛЬСКО-ЯМАЛИНСКОГО
ГРАВИТАЦИОННОГО МИНИМУМА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На Карте гравитационных аномалий на территории Среднего Приамурья выделяется резко очерченная с востока гравитационной ступенью крупная аномалия меридионального простирания, известная как Баджальская или Баджальско-Ямалинская. В работе [10] показано, что она распадается на четыре локальных минимума, с севера на юг: Ямалинский, Эзопский, Дуссе-Алинский и Баджальский (рис. 1А). Есть основания полагать, что это составные части одного тектонически нарушенного аномального объекта. Свидетельством этому является искажение простираний изолиний наблюдаемых аномалий поля тяжести сообразно разломной тектонике, представленной на рис. 1Б. Естественно ожидать единую природу композитного Баджальско-Ямалинского гравитационного минимума. На схеме гравитационных аномалий показано, что линия моделирования проходит между Дуссе-Алинским и Баджальским экстремумами и профиль аномалии скорее отвечает их боковым влияниям (рис. 2).

С Баджальско-Ямалинским минимумом ассоциируют месторождения Баджальского, Дуссе-Алинского, Ямалинского и Комсомольского оловорудных районов, формирующие рудно-магматические системы, внутрикоровая часть которых по [7, 9] представлена гранитоидными батолитами, а корневые участки – зонами в низах коры и литосферной мантии. Изучение таких объектов геофизическими методами с 1970-х годов занимались многие исследователи. По их оценкам, глубина нижних кромок гранитоидных батолитов с дефицитом плотности $0.02\text{--}0.12 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ варьирует в пределах 6–16 км [1, 7], а зон с пониженной плотностью – от 25 до 100 км (чаще 60–80 км).

Гравитационное моделирование по линии Свободный-мыс Сюркум выполнено с использованием материалов ГСЗ по сейсмическим профилям Свободный-Комсомольск-на-Амуре и Литовка-Иннокентьевка [6] и глубинных петрофизических разрезов [3]. Используемое программное обеспечение для гравитационного моделирования по методике послойного определения плотности [5] позволяет выполнять расчеты для различных вариантов моделей с одним и тем же набором исходных данных. Это предоставило возможность построить по вычисленным значениям плотности три варианта моделей литосферы: литосфера как одна толща; как двухслойная – земная кора и литосферная мантия; литосфера с сейсмически расслоенной корой (рис. 2). Исследование от простого к сложному позволило проследить как “глобальные” особенности плотностного строения, т. е. характерные для всех вариантов моделей, так и более частные.

Общей особенностью для названных моделей является лакколитоподобная низкоплотностная неоднородность на границе докембрийского Чжангуанцайлинского микроконтинента и Сулукского блока каледонско-герцинской складчатости Центрально-Азиатского орогенного пояса, располагающаяся над куполом кровли астеносферы (рис. 2). В пределах моделей, она делит литосферную толщу на два блока, достаточно хорошо различающиеся как по сейсмическому, так и по плотностному строению. Рельеф кровли астеносферы определен по геотермическим данным, поэтому следует ожидать, что купол представляет собой, прежде всего, источник высокой

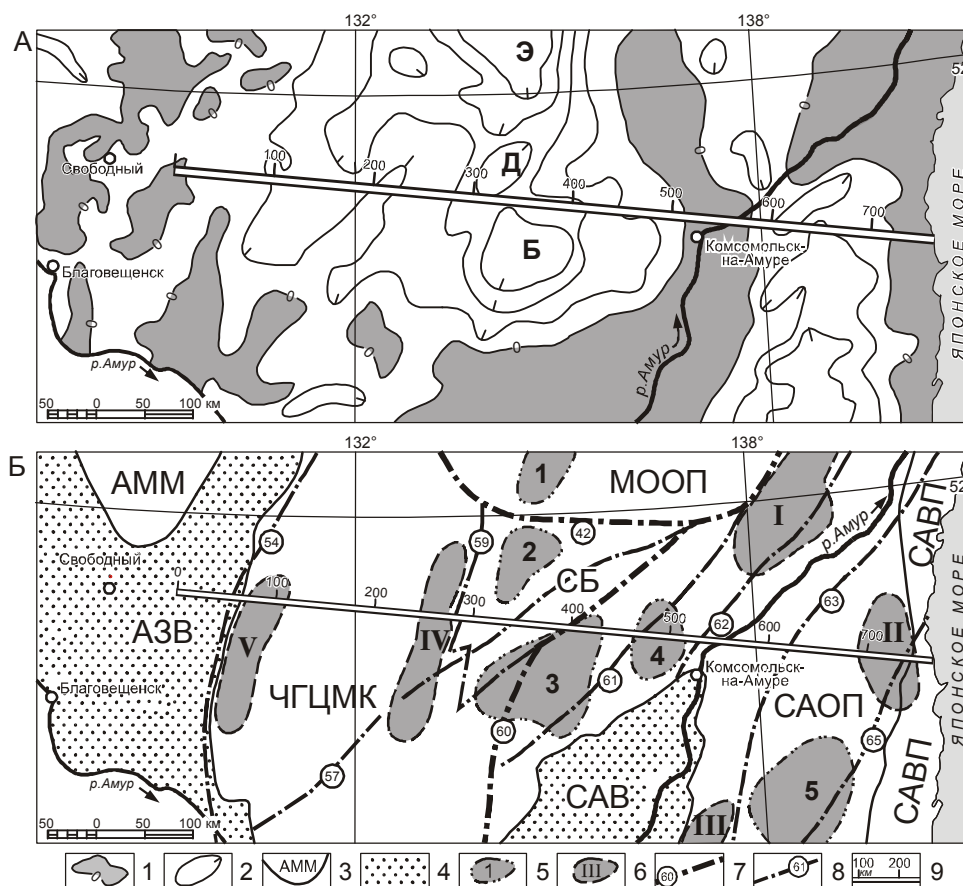


Рис. 1. Упрощенная схематическая карта гравитационных аномалий в редукции Буге (А) и металлогеническая схема (Б) области сочленения Центрально-Азиатского и Тихо-океанского складчатых поясов (составил Н.П. Романовский).

1 – области положительных гравитационных аномалий; 2 – изолинии отрицательных гравитационных аномалий с сечением 20 мГал, буквами обозначены локальные минимумы: Э – Эзопский, Д – Дуссе-Алинский, Б – Баджалский; 3 – геологические структуры: массивы (микроконтиненты): АММ – Амуро-Мамынский, ЧГЦМК – Чжангуанцайлинский, СБ – Сулукский блок; орогенные пояса: МООП – Монголо-Охотский, САОП – Сихотэ-Алинский; САВП – Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс; 4 – осадочные бассейны (впадины): АЗВ – Амуро-Зейская, САВ – Средне-амурская; (5–6) рудные районы: 5 – олово-рудные: 1 – Эзопский, 2 – Дуссе-Алинский, 3 – Баджалский, 4 – Комсомольский, 5 – Хуту-Джаурский, 6 – золоторудные: I – Пильда-Лимурийский, II – Верхне-Тумнинский, III – Анюй-Мухенский, IV – Тырма-Ниманский, V – Притурунский; (7–8) – глубинные разломы: 7 – 1-го порядка (границные) (42 – Пауканский, 60 – Куканский), 8 – 2-го порядка (54 – Западно-Туранский, 57 – Хинганский, 59 – Тастахский, 61 – Курский, 62 – Амурский, 63 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 65 – Верхнеанюйский; 9 – профиль сейсмо-гравитационного моделирования.

температуры, но не исключается также и его механическое воздействия на прочностные свойства литосферы. Предполагается что, в результате подъема купола, произошло растяжение литосферной мантии, способствовавшее разуплотнению, образованию вертикальной зоны проницаемости, подъему флюидов и горячих магм, под

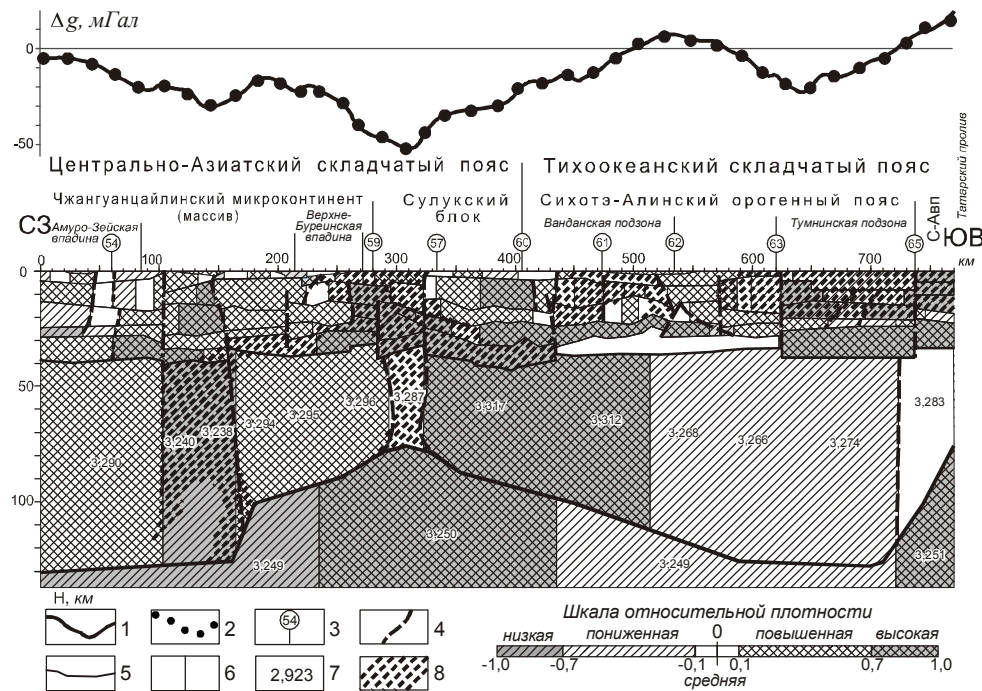


Рис. 2. Плотностной разрез литосферы по линии Свободный-м. Сюркум с элементами интерпретации (составил В.Я. Подгорный).

1 – измеренные гравитационные аномалии в редукции Буге, в мГал; 2 – вычисленный гравитационный эффект, мГал; 3 – местоположение тектонических нарушений по [10]: 54 – Западно-Туранский, 59 – Тастахский, 57 – Хинганский, 60 – Куканский, 61 – Курский, 62 – Амурский, 63 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 65 – Верхнеануйский); 4 – нарушения, выделенные по структурно-плотностным признакам; 5 – сейсмические горизонты в земной коре; 6 – границы плотностных неоднородностей по латерали; 7 – величина вычисленной плотности, в $\times 10^3 \text{ кг/м}^3$; 8 – зоны пониженной плотности.

влиянием которых в земной коре сформировалась Сулукская низкоплотная структура. Косвенно, эта гипотеза подтверждается материалами исследований МТЗ, фиксирующими здесь субвертикальные зоны низких значений кажущегося сопротивления; данными МОВЗ, выделяющими под Баджальским и Комсомольским рудными районами серию вертикально эшелонированных инверсных зон, т.е. зон пониженной плотности; температурной аномалией интенсивностью 800–1000°C на поверхности Мохо, установленной по результатам геотермического моделирования [2, 7].

Анализ гравитационных эффектов от нижних кромок толщ, представленных в модели литосферы, показывает, что главным источником отрицательной Баджальской аномалии является низкая плотность геологических образований в подошвенном слое земной коры Сулукского блока, которой соответствует аномалия шириною около 475 км и интенсивностью почти -600 мГал. Эта аномалия значительно компенсируется влиянием неоднородностей вышележащего слоя и литосферной мантии. Наблюдаемая морфология Баджальского минимума формируется, с небольшими вариациями, за счет неоднородностей средней и верхней коры с суммарным грави-

тационным эффектом около 65 мГал. Как основной источник Верхнемельгинского минимума, осложняющего западное крыло Баджалльской аномалии в пределах территории Чжангуанцайлинского массива, проявляет себя подкорковая низкоплотностная неоднородность, большая часть интенсивности которой компенсируется коровыми неоднородностями повышенной плотности. Тумнинская отрицательная аномалия своим существованием обязана образованиям пониженной плотности средне-верхней коры Тумнинской тектонической структуры.

На рис. 2 показаны выделенные зоны пониженной плотности, установленные в земной коре по результатам вычисленной эффективной плотности и условно названные как Верхнемельгинская, Сулукская, Ванданская и Тумнинская плотностные структуры. Природа Тумнинской зоны пониженной плотности, с которой также связаны месторождения цветных металлов, по всей вероятности связана с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом [7].

Литература

1. Брянский Л.И., Подгорный В.Я. Гравитационная модель земной коры по профилю Свободный-Комсомольск-м. Сюркум // Тихоокеан. геология. 1984. № 5. С. 76–81.
2. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 330 с.
3. Магид М.Ш., Зотова И.Ф., Заблоцкий Е.М. Глубинные петрофизические разрезы земной коры Байкало-Амурского района // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 96–106.
4. Малышев Ю.Ф., Лу Цзаосунь, Горнов Ю.П. и др. Глубинное строение региона // Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
5. Подгорный В. Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга российского Дальнего Востока и Северо-Востока Китая): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1999. 30 с.
6. Потапьев С.В., Спирина Е.Е., Мароханов В.И. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Советская геология. 1979. № 3. С. 84–97.
7. Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П. Интрузивно-Купольные структуры Сихотэ-Алиния. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 21–26.
8. Романовский Н.П., Бормотов В.А. О глубинной структуре Комсомольского и Баджалльского рудных районов // Тихоокеан. геология. 1997. № 1. С. 31–37.
9. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток-Хабаровск: 2005. 263 с.
10. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.

А.С. Сальников¹, А.С. Ефимов¹, В.М. Соловьев², А.Ф. Еманов²

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СЕЧЕНИИ ПРОФИЛЯ 3-ДВ (СКОВОРОДИНО–ТОММОТ)

¹ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

²Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН

Введение

Восточные регионы России в отношении глубинных сейсмических исследований остаются наименее изученными и постановка здесь опорного геофизического профиля 3-ДВ “Сковородино-Томмот-Хандыга-Мякит” для изучения земной коры и верхов мантии представляется крайне актуальной. В рамках работ по опорному профилю 3-ДВ в 2009 году были выполнены полевые сейсмические исследования методом ГСЗ на 800 километровой участке от п. Джилинда до п. Верх Амга, проходящем вдоль федеральной трассы М-056 (рис. 1). Работы выполнялись специалистами АСФ ГС СО РАН и ФГУП “СНИИГГиМС”.

Получение экспериментального материала

Расстояния между источниками возбуждения составляли 15–30 км. Они отрабатывались взрывным и вибрационным способом. При возбуждении взрывных источников зарядка осуществлялась в не имеющих народно-хозяйственного значения болотах и водоемах. Применялось рассредоточение зарядов по дну водоемов. При отработке пунктов возбуждения с использованием мощных вибраторов применялся вибросейсмический комплекс на базе виброисточника ЦВ-40 [1]. Частотный диапазон – 6.93–11.5 Гц; длительность сеансов – 45–50 минут.

Регистрация на профиле осуществлялась в среднем через 5 км. В качестве регистрирующей аппаратуры использовались отечественные 24-разрядные станции “Роса-А” и “Байкал-АС” с группами вертикальных приборов СВ-5 и трехкомпонентными приборами GS-20DX.

По результатам анализа кинематических и динамических характеристик продольных волн выделены целевые волны, по которым проводилась дальнейшая интерпретация с построением глубинного разреза: это продольные преломленные (рефрагированные) волны из верхней, средней и нижней частей земной коры, продольные преломленные и отраженные волны от поверхности Мохоровичича и фрагментарно коровые отраженные волны. Некоторая дополнительная информация получена по результатам интерпретации поперечных преломленных (рефрагированных) волн от границ в земной коре и отраженных волн от поверхности Мохоровичича.

Интерпретация волн в первых вступлениях проводилась способом сейсмической томографии на временных задержках волн, разработанного в Институте геофизики СО РАН под руководством члена-корреспондента РАН Крылова С.В. Наряду с интерпретацией по способу сейсмической томографии отдельно проводилась интерпретация данных преломленных и отраженных волн в рамках методики дифференциальных сейсмических зондирований [2].

Результаты работ

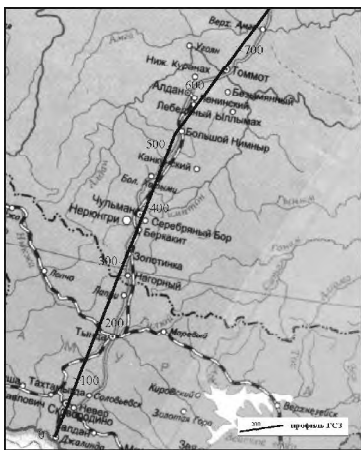


Рис. 1. Схема района работ.

Обобщенный глубинный сейсмический разрез на 800-километровом участке профиля 3-ДВ от п. Джалинда до п. Верх-Амга, составленный из сейсмотомографического разреза земной коры, поверхности Мохоровичича, поверхности К и внутримантйной границы М1, приведен на рис. 2.

Основанием разреза является поверхность Мохоровичича (М), которая прослежена как отраженными, так и преломленными волнами. Средняя скорость распространения сейсмических волн до нее составляет 6.3–6.6 км/с. Граничная скорость вдоль профиля меняется от 7.65 до 8.5 км/с. Пониженные значения скорости ($V_{г}=7.75\pm 0.10$ км/с) установлены в центральной части Алданской гранулит-гнейсовой области ($X=425-580$ км), нормальные ($V_{г}=8.0-8.2$ км/с) - в северной части профиля на участке Алдано-Ленской плиты ($X=580-700$ км) и в пределах Становой гранит-зеленокаменной области и Селено-Станового аккреционного складчатого пояса ($X=100-310$ км); несколько повышенные значения скоростей ($V_{г} = 8.1-8.3$ км/с) выявлены под мезозойской Чульманской впадиной (ее южной и центральной части) и высокие с $V_{г} = 8.3-8.5$ км/с – в южной части профиля в пределах Верхнеамурского наложенного прогиба Центрально-Азиатского тектонического пояса.

Мощность земной коры по профилю изменяется от 35–40 км в южной части профиля ($X=50-320$ км) до 46–55 км в северной ($X = 450-700$ км). Сильное увеличение глубины залегания поверхности Мохоровичича от 38–40 км до 44–46 км происходит в Пристановой складчато-надвиговой зоне и южной части Алданского блока. Большой разброс глубин в 6–10 км отмечен по данным продольных отраженных и преломленных волн на участке $X = 550-600$ км в области сочленения Алдано-Ленской плиты и Алданской гранулит-гнейсовой области.

В низах коры на глубинах 25–28 км на участке $X = 40-260$ км выявлена граница К, построенная по данным продольных отраженных волн. Пластовая скорость между ней и поверхностью М изменяются от 6.8 до 7.2 км/с. Несмотря на большой разброс данных, связанный с не резким волновым полем коровых волн, на участке $X = 85-90$ км явно прослеживается смещение по границе К с амплитудой в 4–6 км. Примерно такое же смещение точек отражений отмечается и по границе М на участке, пространственно совпадающем с зоной сочленения Аргуно-Мамынского микроконтинента Центрально-Азиатского тектонического пояса и Монголо-Охотского аккреционного складчатого пояса.

Ниже границы М, предположительно в пределах Пристановой складчато-надвиговой зоне, на глубинах 60–65 км расположена внутримантйная отражающая граница М1. По характеру распределения скорости в коре условно [4] выделено 4 слоя. Нижний – базитовый, характеризуется значениями скоростей от 6.8 до 7.4–7.6 км/с. Мощность его изменяется от 10–14 км в пределах Станового блока ($X = 145-300$ км) и Пристановой складчато-надвиговой зоны ($X=430-660$ км) до 20–23 км в пределах Алданского блока. Повышение мощности базитового слоя в Алданском блоке привело

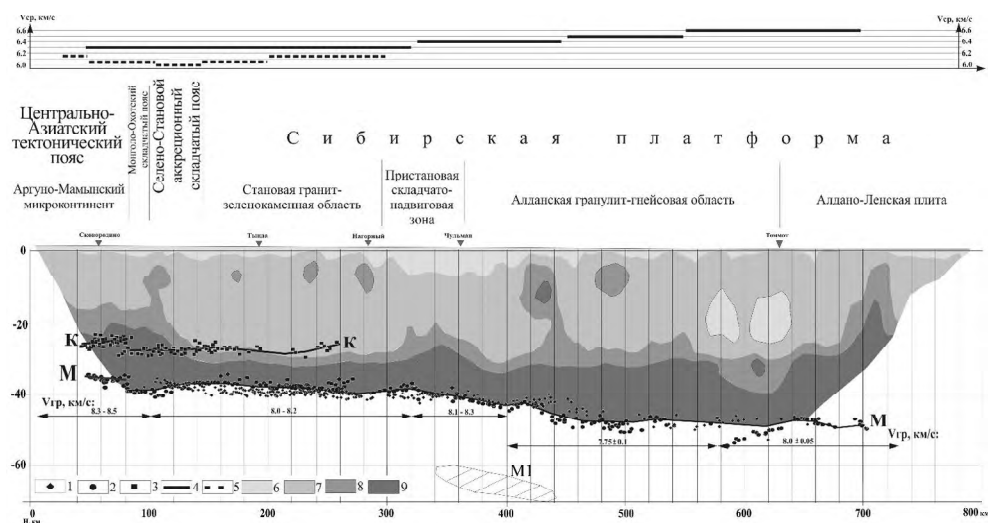


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры вдоль фрагмента профиля 3-ДВ. глубина до М по данным: 1 – преломленных, 2 – отраженных волн; 3 – глубина до К по данным отраженных волн; средняя скорость до границы: 4 – М, 5 – К; слои: 6 – вулканогенно-осадочный, 7 – гранито-гнейсовый, 8 – гранулитовый, 9 – базитовый.

к значительному увеличению скорости в земной коре до 6.5–6.6 км/с, выявленному здесь по данным отраженных волн от границы М. В этой зоне кровля базитового слоя приподнята до глубин 23–25 км. В южной части профиля кровля базитового слоя коррелирует с границей К, расположенной здесь на глубинах 25–27 км.

На базитовом залегает слой со скоростями, характерными для гранулитовых пород ($V = 6.4\text{--}6.8$ км/с). Мощность его на большей части профиля составляет 7–10 км. В отдельных частях ($X = 160\text{--}200$ км, $X = 440\text{--}520$ км, $X = 590\text{--}610$ км) выявлено столбообразное воздымание гранулитового слоя до глубин 5–10 км.

Гранулитовый слой перекрывается пачкой отложений, по скоростной характеристике ($V = 5.8\text{--}6.4$ км/с) относимых ранее [4] к гранито-гнейсовым образованиям; мощность этого слоя на большей части профиля достаточно большая и достигает 20 км. Низкие значения средних скоростей в земной коре в 6.3–6.4 км/с в пределах Становой гранит-зеленокаменной области и Пристановой складчато-надвиговой зоны корреспондируют с увеличенной здесь мощностью низкоскоростного гранито-гнейсового слоя в общем составе земной коры. Небольшая мощность гранито-гнейсового слоя в 5–10 км и воздымание кровли гранулитового слоя в пределах локального участка $X = 440\text{--}520$ км обуславливают повышение здесь средних скоростей продольных волн в земной коре до 6.55–6.60 км/с.

На гранито-гнейсовом основании по всему профилю залегает мощная пачка низкоскоростных пород ($V = 3.0\text{--}5.8$ км/с).

По данным отраженных S-волн от поверхности М получены дополнительные сведения о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Интегральные значения скоростей S-волн во всей толще земной коры составляют 3.65–3.75 км/с: повышенные значения (3.75 ± 0.10 км/с) в северной части профиля ($X=420\text{--}700$ км) в Алданской гранулит-гнейсовой области, пониженные (3.65 ± 0.10 км/с) – в южной части в

пределах Становой гранит-зеленокаменной области. В центральной части профиля значение средней скорости поперечных волн в земной коре составляет 3.7 ± 0.1 км/с.

По соотношению скоростей Р- и S-волн в земной коре вдоль профиля явно выделяются верхняя часть разреза до глубин 5–7 км и верхняя-средняя кора до глубин 18 км. В верхней части разреза отношения скоростей практически на всем протяжении профиля повышенные до 1.8–1.9. Выделяется участок пониженных значений отношений в северной части профиля $X = 550\text{--}620$ км. В средней части коры значения отношений скоростей Р- и S-волн пониженные до 1.4–1.6. В особенности это характерно для участка Пристановой складчато-надвиговой зоны $X = 280\text{--}420$ км. На участке $X = 150\text{--}200$ км выделяется аномалия повышенных значений отношений V_p/V_s до глубин 15–17 км, обусловленная, по-видимому, повышенным здесь значениям скоростей продольных волн. В нижней части земной коры значения отношений скоростей Р- и S-волн в целом повышенные до 2. Более высокие значения отношений в южной и северной частях профиля и мене высокие – в центральной части профиля.

Отношения скоростей Р- и S-волн во всей толще земной коры на исследуемом профиле коррелируют с отношением времен регистрации S-и Р-волн и составляют порядка 1.733 в пределах Алданской гранулит-зеленокаменной области и 1.76 в северной части профиля ($X = 550\text{--}700$ км); в южной части профиля (Становая гранит-зеленокаменная область) и в центральной части (Пристановая складчато-надвиговая зона) отношения скоростей (V_p/V_s) пониженные и составляют соответственно 1.726 и 1.729. В пределах Аргуно-Мамынского микроконтинента на юге профиля значения отношений скоростей Р-и S-волн несколько повышены до 1.739.

Определенные фрагментарно по небольшому количеству материала значения V_p/V_s по поверхности Мохоровичича в центральной части профиля в целом повышенные и составляют 1.79–1.80.

Исследование анизотропии по данным разнополяризованных SV-и SH-волн из верхней, средней и нижней коры показало на наличие анизотропии до (4–6) % в пределах Верхнеамурского наложенного прогиба Центрально-Азиатского подвижного пояса ($X = 0\text{--}60$ км) и до 4 % в пределах метаморфических пород фундамента Становой гранит-зеленокаменной области и гранитоидов Станового вулcano-плутонического пояса ($X = 170\text{--}300$ км). На других участках профиля анизотропия либо отсутствует, либо слабо проявлена до 1 %.

Полученные на южном участке ($X = 60\text{--}150$ км) профиля 3ДВ данные хорошо согласуются с материалами по северо-западному участку профиля ГСЗ р. Зея–р. Селенджа–р. Буряя, выполненному в 1985 году [3]. Как и на профиле 3-ДВ в разрезе профиля р. Зея–р. Селенджа–р. Буряя в низах коры на глубинах 24–28 км выделяется коровая граница со средними скоростями до нее 6.1 км/с. Во всей толще земной коры и по границе М скорости продольных волн на обоих профилях близки и составляют соответственно 6.30–6.35 км/с и 8.0–8.2 км/с.

Литература

1. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Геза Н.И. и др. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками. Новосибирск: Изд-во СО РАН “Гео”, 2004. 350 с.
2. Методика и аппаратура для региональных сейсмических исследований в труднодоступной местности и их применение в Сибири // Пузырев Н.Н., Бабаян Г.Д., Бочанов А.И. и др. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1978. 206 с.
3. Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Анненков В. В. Глубинное сейсмическое зондирование на Бурейском массиве // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 98–107.
4. Сурков В.С., Липилин А.В. и др. Строение земной коры Магаданского сектора северо-востока России по данным ГСЗ // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 2007. С. 13–21.

А.П. Сорокин¹, В.Б. Каплун², Ю.Ф. Малышев², А.Т. Сорокина¹
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ, ТЕКТОНИКИ, МИНЕРАГЕНИИ
ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА

¹*Учреждение Российской академии наук Институт геологии и природопользования
ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Учреждение Российской академии наук Институт тектоники и геофизики
ДВО РАН, г. Хабаровск*

Зейско-Буреинский бассейн входит в структуру Восточно-Азиатского внутриконтинентального рифтогенного пояса, включающего нефтегазоносные и перспективные на нефть и газ мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: Верхне-Зейский, Сунляо, Ляхэ, Северо-Китайский (Бохайвань) [1].

Бассейны характеризуются определенными геофизическими признаками: сокращением мощности земной коры и литосферы, повышенным тепловым потоком, превышением его мантийной составляющей над коровой, подъемом кровли астеносферы и понижением значений сейсмической скорости и плотности в ее поднятиях [2].

Фундамент Верхне-Зейского, Ляхэ и Северо-Китайского бассейнов сложен раннедокембрийскими кристаллическими породами Алдано-Станового и Сино-Корейского щитов. Чехол бассейнов представлен осадочными породами преимущественно мезозойско-кайнозойского возраста. Это позволяет отнести указанные бассейны к плитам древних платформ.

Осадочный бассейн Сунляо располагается в пределах Луныцзян-Селемджинского герцинского пояса. В фундаменте бассейна распространены блоки микроконтинента Суннэнь [3]. В чехле преобладают мезозойские осадки над кайнозойскими. По своему строению и составу фундамента и чехла бассейн Сунляо можно рассматривать в качестве плиты молодой платформы.

Следовательно, для оценки перспектив нефтегазоносности глубинные геофизические критерии предпочтительнее геологических или по крайней мере их необходимо учитывать при прогнозировании [4].

Зейско-Буреинский бассейн сложен мезозойско-кайнозойскими осадками, где сведения о глубинном геоэлектрическом строении отсутствуют. По своему тектоническому положению он находится преимущественно в контурах Луныцзян-Селемджинского герцинского пояса [2].

В 2010 году были проведены геоэлектрические исследования литосферы и астеносферы методом МТЗ по профилю г. Благовещенск – п. Бирокан.

Геоэлектрические измерения сопровождались газо-шламовым опробованием специально пробуренных неглубоких (до 3 м) скважин, с последующим определением сорбированных в породах газов водорода, метана, углекислого газа хроматографическим методом.

Геоэлектрический разрез представлен на рисунках 1а и 1б, расположенных друг под другом. На рисунке а показано распределение геоэлектрического сопротивления в верхней части разреза земной коры до глубин 2 км. Осадочный чехол Зейско-Буреинского бассейна отмечается на этом рисунке низкими значениями электрического сопротивления 20–50 Ом·м. Мощность осадочного чехла по геоэлектрическим данным составляет 1500–1700 м. На порядок выше электрическое сопротивление

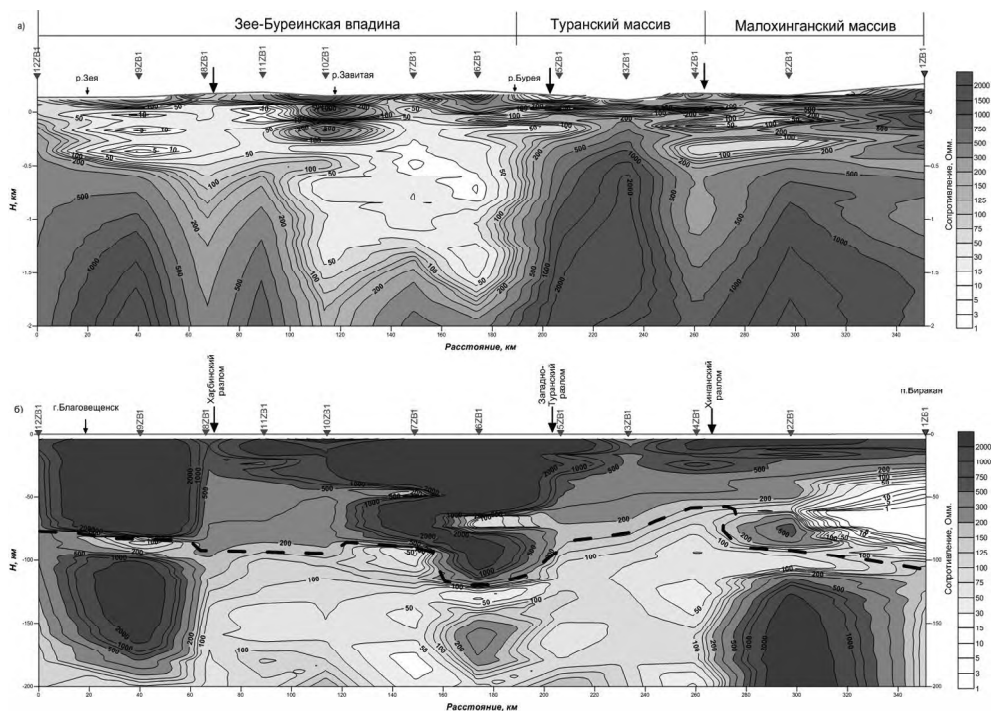


Рис. Геоэлектрический разрез по профилю г. Благовещенск–п. Биракан: а) до глубины 2 км, б) до глубины 200 км. Цифрами на разрезе показаны значения удельного сопротивления в Ом·м. Штриховая линия на рис. б) – предполагаемая подошва литосферы.

ние мезозойско-кайнозойских вулканитов, выполняющих Хингано-Олонойский вулканогенный прогиб, расположенный между Туранским и Малохинганским блоками Цзямусы-Буреинского массива. Хингано-Олонойский прогиб четко выделяется электрическими сопротивлениями 200–300 Ом·м на фоне 500–1000 Ом·м пород фундамента, сложенного докембрийскими метаморфическими образованиями и палеозойскими гранитоидами. Глубина прогиба по геоэлектрическим материалам достигает 1700 м, соизмерима с мощностью осадочного чехла Зейско-Буреинского бассейна.

Профиль пересекает две погруженные зоны: Лермонтовско-Дмитриевскую (частично Козьмодемьяновскую) и Михайловско-Райчихинскую, ограниченные системами локальных и региональных разломов (Нижнезейский, Харбинский, Завитинский, Западно-Туранский, Хинганский и др.). Наиболее выражены на геоэлектрическом разрезе Харбинский и Хинганский глубинные разломы, которые, по-видимому, служили подводящими каналами для поступления масс из мантии.

Разломы, ограничивающие Лермонтовско-Дмитриевскую и Козьмодемьяновскую погруженные зоны, фиксируются повышенными концентрациями сорбированного метана до $1000 \cdot 10^{-4}$ см³/кг, водорода – до 30 см³/кг, тяжелых углеводородов – до $150 \cdot 10^{-4}$ см³/кг. Более высокими содержаниями (водорода – до 90 см³/кг, метана – до

$3000 \cdot 10^{-4}$ см/кг) указанных газов характеризуются Западно-Туранский и Хинганский разломы. Вне разломов отмечаются слабовыраженные аномалии сорбированного углекислого газа с концентрациями до $20 \text{ см}^3/\text{кг}$.

На рисунке 6 изображен геоэлектрический разрез литосферы и астеносферы до глубины 200 км. На глубине 100 км сгущением изолиний электрического сопротивления отмечается подошва литосферы. В астеносферном слое выделяется полоса низких значений сопротивлений 50–100 Ом·м в интервале профиля между Харбинским на северо-западе и Хинганским на юго-востоке глубинными разломами.

Участку с наиболее мощным осадочным чехлом Зейско-Буреинского бассейна отвечает наиболее толстая литосфера 120 км мощностью. На рисунке 1б здесь четко просматривается структура мантийного андерплейтинга по модели, рассмотренной в работах [5, 6]. Эта модель на рисунке 1б представляется сформированной в результате субдукции блока мантии к подошве литосферы по разломам, падающим в северо-западном направлении.

Зейско-Буреинский бассейн по своим геофизическим характеристикам резко отличается от нефтегазоносных впадин Восточно-Азиатского внутриконтинентального рифтогенного пояса. Он характеризуется повышенной мощностью литосферы и литосферной

мантии, повышением электрического сопротивления в фундаменте впадины и литосфере, низкими значениями теплового потока $40\text{--}47 \text{ мВт}/\text{м}^2$, превышением радиогенной (коровой) составляющей теплового потока мантийной. На профиле ГСЗ Тынды-Амурзет Зейско-Буреинский бассейн фиксируется повышением мощности литосферы и литосферной мантии и понижением сейсмической скорости и плотности в литосферной мантии. Тем не менее нельзя исключать проявления признаков нефтегазоносности в грабенах этого бассейна. Об этом свидетельствуют результаты детальных геоэлектрических наблюдений к юго-западу от г. Благовещенска, где имеются грабены, мощность осадочного чехла в которых достигает 4 км.

Ближние Зейско-Буреинскому бассейну геофизические глубинные характеристики имеют золотоносные структуры Нижнеамурского рудного района.

Литература

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 604 с.
2. Глубинное строение и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. Ge Rongfeng, Zhang Qinlong, Wang Liangshu et al // Geological review. 2010. V. 56. N 2. P. 180–195.
4. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
5. Fife W.S. Archean tectonics // Nature. 1974. V. 249. P. 338.
6. Drummond B.J., Collins C.D.N. Seismic evidence for the underplating of the lower continental crust of Australia. 1986. V. 79. P. 361–372.

**В.И. Старостенко¹, В.И. Казанский², Г.М. Дрогицкая¹,
Н.И. Попов¹, А.А. Трипольский¹**

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ КИРОВОГРАДСКОГО
ПОЛИМЕТАЛЬНОГО РУДНОГО РАЙОНА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)**

¹*Институт геофизики НАН Украины, г. Киев*

²*ИГЕМ РАН г. Москва*

Кировоградский рудный район расположен в центральной части Украинского щита в Ингульском мегаблоке, для которого характерна пониженная мощность земной коры и наиболее мощное на щите проявление интрузивного магматизма и эндогенного рудообразования. На основании комплексного анализа геолого-геофизических данных А. В. Чекунов (1989) предположил, что подъем раздела Мохо под Ингульским мегаблоком обусловлен развитием мантийного диапира “протоастенолита”, который возник в раннем протерозое во время накопления стратифицированной ингуло-ингулецкой серии и в дальнейшем обусловил формирование кировоградских гранитов и внедрение анортозитов и гранитов рапакиви.

Идея взаимосвязи коровых и мантийных структур получила дальнейшее развитие в исследованиях глубинного строения Кировоградского рудного района на основе корреляции геологических и сейсмических данных [1, 2]. Эти исследования учитывают новые данные детального картировочного бурения, опираются на переинтерпретацию сейсмических материалов ГСЗ и МОВЗ с использованием современного программного обеспечения и исходят из более широкой трактовки пространственных и возрастных границ Кировоградского рудного района.

Согласно этой трактовке основу его поверхностной архитектуры создает Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон, состоящий из двух разновозрастных и различных по генезису интрузивных массивов. Более ранний (2.06–2.02 млрд лет) внутрикоровый Новоукраинско-Кировоградский гранитоидный массив наряду со стратифицированными породами участвует в строении интрузивно-ультроморфического цоколя района. Более поздний (1.75–1.72 млрд лет) Корсунь-Новомиргородский рапакиви-анортозитовый массив имеет мантийное происхождение и прорывает интрузивно-ультроморфический цоколь.

Главные для Кировоградского рудного района гидротермальные метасоматические месторождения по возрасту (около 1.8 млрд лет) близки к Корсунь-Новомиргородскому массиву, но локализируются в Новоукраинско-Кировоградском массиве и сопряженных с ним Кировоградской и Звенигородской зонах разломов [3, 4].

Урановые и сопровождающие их золоторудные и литиевые месторождения сосредоточены в субширотной полосе, дискордантной по отношению к Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородскому плутону.

Предполагалось, что в пределах указанной полосы урановые месторождения и вмещающие их породы опущены по широтным разломам, вследствие чего они и не были эродированы. Однако в результате согласованного анализа данных ГСЗ по сети пересекающихся профилей эта эмпирическая закономерность получила принципиально иное объяснение [5].

Установлено, что месторождения U, Au, Li пространственно связаны с локальным прогибом в рельефе раздела Мохо, получившим условное название “мантийный ров”. Максимальной глубины в 48 км он достигает вблизи г. Кировограда. В западном направлении он постепенно выполаживается и сливается с окружающим фоном.

Рудные месторождения проецируются как на осевую часть мантийного рва, так и на его бортовые склоны. Обнаружение пространственной связи месторождений урана, лития и золота с мантийным рвом противоречило традиционным представлениям о решающем влиянии коровых структур и процессов на металлогению Кировоградского рудного района.

Оно стимулировано дополнительным анализ ранее накопленных данных о его геологическом строении, поверхностных структурах, соотношениях интрузий, разломов и рудных месторождений [5].

Важнейшим отличительным признаком Кировоградского полиметалльного рудного района является контрастное совмещение Новоукраинско-Кировоградского гранитоидного и Корсунь-Новомиргородского рапакиви-анортозитового массива. Первый массив имеет коровое происхождение и представлен диорит - монцонитовой и гранит-мигматитовой формациями и образовался путем частичного плавления стратифицированной ингулецкой серии, которая одновременно подверглась прогрессивному метаморфизму. В совокупности гранитоиды и стратифицированные породы образуют интрузивно-ультраметаморфический цоколь района. Второй – Корсунь-Новомиргородский массив представлен габбро-анортозитовой и рапакиви-гранитной формациями и имеет мантийное происхождение и является автономным по отношению к цоколю.

По данным статистического анализа поля обменных волн землетрясений было показано, что эти массивы различаются не только по соотношениям со стратифицированными породами и генезису, но и по вертикальной протяженности. Первый протягивается на 15–20 км ниже современного эрозионного среза щита, второй пересекает раздел Мохо и уходит своими корнями в верхнюю мантию.

Сопоставление геологических и метрологических данных с изотопными датировками изверженных пород [4] привело к выводу, что в Кировоградском рудном районе коровый магматизм проявился в виде двух краткосрочных (20–40 млн лет) фаз интрузивной деятельности, разделенных более длительным (250–300 млн лет) амагматичным периодом. На первом этапе возник Новоукраинско-Кировоградский, на втором этапе - Корсунь-Новомиргородский массив. Изохронным уран-свинцовым методом возраст урановых месторождений оценивается в 1.84–1.80 млрд лет, т.е. он близок к возрасту габбро-анортозитов и гранитов рапакиви, определенным более точным уран-свинцовым методом по циркону.

И тем не менее, Новоукраинско-Кировоградский гранитоидный и Корсунь-Новомиргородский рапакиви-анортозитовый массивы пространственно связаны друг с другом и образуют единый Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон, который и определяет общий план (архитектуру) поверхностных структур Кировоградского рудного района.

Выдвинута идея, что Кировоградский полиметалльный рудный район возник после отложения стратифицированной ингуло-ингулецкой серии и развивался при последовательном наложении друг на друга трех разных геодинамических обстановок.

вок. Переходы между ними сопровождались закономерной сменой во времени типоморфных рудных месторождений [7].

Так, первая геодинамическая обстановка была ознаменована формированием интрузивно-ультраметаморфического цоколя района пегматитовых литиевых месторождений, вторая – тектонической активизацией цоколя и образованием метасоматических урановых месторождений, третья внедрением в цоколь мантийных гранитов рапакиви и анортозитов, вмещающих магматические титановые руды.

Ключевое значение для определения геодинамической позиции Кировоградского полиметального рудного района имеют еще два факта. Во-первых, это ранее установленная связь месторождений урана, лития и золота с широтным мантийным рвом [1, 2, 5], во-вторых, результаты трехмерного анализа поля обменных волн землетрясений [7].

Они доказывают, что Новоукраинско-Корсунь-Новомиргородский плутон определяет архитектуру Кировоградского полиметального района не только в современном эрозионном срезе, но также на глубине, включая раздел кора–мантия.

Литература

1. Старостенко В.И., Казанский В.И., Дрогицкая Г.М., Макивчук О.Ф., Попов Н.И., Тарасов Н.Н., Трипольский А.А., Шаров Н.В. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района с локальными неоднородностями коры и рельефом поверхности Мохо // Геофиз. журн. 2007. Т. 29, № 1. С. 3–33.
2. Старостенко В.И., Казанский В.И., Попов Н.И., Дрогицкая Г.М., Заяц В.Б., Макивчук О.Ф., Трипольский А.А., Чичеров М.В. От поверхностных структур к интегральной глубинной модели Кировоградского рудного района (Украинский щит) // Геофиз. журн. 2010. Т. 3, № 1. С. 3–33.
3. Бакаржиев А.Х., Макивчук О.Ф., Низовский В.Н., Попов Н.И. Кировоградский урановорудный район Украины // Отечественная геология. 1995. № 9. С. 45–54.
4. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наук. думка, 2008. 239 с.
5. Дрогицкая Г.М., Трипольский А.А., Попов Н.И., Казанский В.И., Тарасов Н.Н., Шаров Н.В. Сейсмогеологическая позиция Кировоградского рудного района (Украинский щит) в связи с локальными неоднородностями поверхности Мохо. Геофизика XXI столетия 2006 год. Сб. трудов Восьмых геофизических чтений им В.В. Федынского (2–4 марта 2006 г., Москва), 2007. С. 21–27.
6. Эндогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия рудообразования) / Ред. В.И. Казанский. М.: Наука, 1978. 88 с.
7. Starostenko V.I., Kazansky V.I., Drogitskaya G.M., Popov N.I., Tripolskiy A.A. Deep structure and geodynamics of the Kirovograd ore district (Ukrainian shield): correlation of geologic and seismic data // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 4. С. 165–170.

Р.З. Тараканов

СКОРОСТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНЫХ БЛОКОВ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН г. Южно-Сахалинск

Скоростные модели Р и S-волн являются важным сейсмологическим инструментом, позволяющим освещать особенности глубинных недр Земли, недоступных для геологических методов. Они являются также основой для построения надежных годографов сейсмических волн, используемых для определения важных сейсмологических параметров землетрясений: положения эпицентра и глубины очага. Надежные параметры землетрясений позволяют производить более точную привязку гипоцентров к тектоническим структурам и активным разломам.

В работе обобщены результаты многолетних исследований автора по выявлению особенностей скоростного строения верхней мантии Курило-Камчатской зоны и Японии. Полученные в работе результаты дополнены данными других исследователей зоны перехода, в том числе и зарубежных.

В зоне перехода от континента к Тихому океану отчетливо выделяется три основных блока: континентальный, океанический и разделяющая их сейсмофокальная зона, которая играет важную роль в формировании и развитии структур островной дуги. Каждый из отмеченных блоков характеризуется сложным распределением скоростей Р и S-волн. Данные о скоростных особенностях зоны перехода постоянно пополняются по мере развития инструментальных наблюдений и методики их интерпретации.

Интересные результаты о скоростных особенностях Охотоморского блока получены при исследовании аномалий времен пробега Р-волн от серии афтершоков Монеронского землетрясения 5 сентября 1971 г. к курильским и японским станциям.

Трассы от монеронских землетрясений к станциям на Курильских островах и в Японии позволяют просвечивать сейсмическими лучами южную часть Охотской глубоководной котловины и западную часть Японской котловины.

Показано, что относительно пониженными скоростями характеризуются трассы, проходящие под котловинами или в районе границ глубоководных котловин Охотского и Японского морей. Независимо от направления трасс увеличиваются значения аномалий скоростей Р-волн, а также растет общий разброс данных ($\pm\sigma_{tm}$) для лучей, проникающих на глубины 70–90 и 130–160 км. Этим глубинам, как известно, соответствуют волноводы в пределах сейсмофокальной зоны [2].

Исследования, выполненные С.А.Федотовым и Л.В.Славиной показали, что верхняя мантия под Камчаткой характеризуется аномально малыми скоростями продольных волн. Средние значения кажущихся скоростей на расстояниях 300–500 км изменяются от 7.3 до 7.5 км/с. Оценки скоростей продольных волн в верхних слоях мантии, выполненные по осредненным кажущимся скоростям, согласуются с оценками, полученными по невязкам.

Одной из важных особенностей скоростного разреза переходной зоны является аномально пониженные скорости под районами активного вулканизма. Здесь скорость продольных волн в верхней мантии понижена на 0.3–0.6 км/с по сравнению со скоростью Р-волн по модели Джеффриса. Например, скорости Р-волн под островом

Итуруп понижены на 0.3–0.4 км/с. Примечательно, что зона пониженных скоростей продолжается и в пределах сейсмофокальной зоны [5]. Показано, что в районе Южных Курильских островов вблизи подошвы земной коры и до глубины около 80 км скорость продольных волн понижена и составляет 7.7 км/с. На глубине 125 км скорость Р-волн достигает 8.1 км/с.

Наиболее общей закономерностью сейсмофокальной зоны является ее полиастеносферное строение, полученное на основе изменения с глубиной максимальных магнитуд землетрясений. Пластиносферное строение выражено в чередовании слоев с пониженной и повышенной скоростью. Показано, что слои пониженной скорости выделяются на глубинах 60–90, 120–150, 220–300 и 370–430 км [4], между которыми располагаются слои повышенной скорости.

В последние годы для исследований скоростных особенностей строения верхней мантии и сейсмофокальной зоны большое развитие получили методы томографической инверсии. Подробные томографические исследования выполнены для Камчатской зоны и Японии.

На основе сейсмической томографии, при использовании 44000 записей вступлений Р-волн, детально изучено трехмерное строение Японской зоны до глубины 500 км. Отмечается, что под активными вулканами и под мантийным клином явно прослеживается низкоскоростная зона до глубин около 200 км. Вывод об аномально низких скоростях под районами активного вулканизма Камчатки подтверждается новейшими данными

Показано, что для сравнительно небольшого участка по простиранию фокальной зоны как на юге, так и на севере Курило-Камчатского региона отмечается сложная мозаика скоростей Р-и S-волн. Наряду с областью повышенных скоростей отмечаются участки относительно пониженных скоростей, а также участки, на которых скорости близки к средним для мантии. Распределение скоростей Р и S-волн практически повторяют друг друга и отражают псевдоблоковое строение сейсмофокальной зоны.

На фоне аномальной мозаичной структуры отчетливо выделяется высокоскоростная зона, которая отождествляется со сверхглубинными разломами и отмечается в скоростях S-волн до глубин 1100–1200 км [10].

Пониженные значения скоростей Р и S-волн получены также для соседней с Южно-Курильскими островами Японии, находящейся в сходных структурно-геологических условиях. Скорость продольных волн на подошве коры для центральной Японии составляет 7.6–7.7 км/с. Многочисленные определения скорости продольных волн на подошве коры по данным взрывов для северо-восточной Японии дают значения, близкие к 7.7 км/с. О пониженных значениях скоростей поперечных волн в верхней мантии под островами Хонсю и Хоккайдо свидетельствуют также другие данные.

Верхняя мантия океанов, прилегающая к сейсмофокальной зоне, изучена значительно хуже, чем верхняя мантия в пределах континентальной части переходной зоны. Одной из главных причин слабой информации о скоростном строении верхней мантии океанической части является отсутствие стационарных сейсмических станций на дне океана, а имеющиеся малочисленные сейсмологические материалы получены, в основном, по данным сейсмических станций, расположенных на суше, прилегающей к окраинам океана.

В настоящей работе для получения сведений о скоростных особенностях океанического блока верхней мантии использованы следующие данные:

1. Шесть сейсмологических экспериментов, известных под общим названием “Longshot”, проведенных в северо-западной части Тихого океана [9].

2. Комплексные геофизические исследования Института океанологии в Северо-Западной части Тихого океана в ходе нескольких рейсов НИС “Дмитрий Менделеев” [3].

3. Курильский сейсмологический эксперимент, проведенный американскими учеными с установкой донных станций в районе Курильских островов на склоне глубоководного желоба [8].

4. Уникальный эксперимент с установкой на глубине более 5000 м скважинного сейсмографа Гавайского университета, в 700 км от центральных Курильских островов с регистрацией курильских землетрясений [6].

5. Эксперимент с установкой донного сейсмографа на океанической стороне глубоководного желоба в пограничной зоне между о. Хоккайдо и Южными Курильскими островами [1].

Ниже приводятся основные результаты, полученные в ходе проведенных сейсмических экспериментов. Порядок приведенных результатов исследований соответствует номерам сейсмологических экспериментов.

1. По данным эксперимента “Longshot-2”, профиль которого расположен вдоль подводных возвышенностей восточнее Японского и Идзу-Бонинского желобов, отмечены высокие значения скорости Р-волн (V_p - 8,6 км/с) на эпицентральных расстояниях от 800 до 1240 км, что соответствует глубинам максимального проникновения лучей от 70 до 120 км;

2. Эмпирические точки полей (V_p, V_s) = $f(\Delta)$ для Р и S-волн разделяются на две почти обособленные группы. Средние значения скорости Р и S-волн для каждой группы: $V_{p1} = (8.6 \pm 0.17)$ км/с; $V_{p2} = (8.0 \pm 0.17)$ км/с; $V_{s1} = (5.1 \pm 0.07)$ км/с; $V_{s2} = (4.6 \pm 0.13)$ км/с. Более компактно располагаются эмпирические точки на эпицентральных расстояниях более 15° , что соответствует проникновению лучей на глубины более 220 км. Здесь средние скорости Р-волн меньше \sim на 0.2 км/с по сравнению со скоростной моделью Джеффриса.

3. Получен важный вывод о блоковом строении сейсмофокального слоя в южной части Курильских островов. На траверсе островов Большой Курильской гряды скорость Р-волн в верхней мантии имеет повышенные значения (до 8.3–8.4 км/с). Здесь же наблюдается увеличение коэффициента Пуассона (до 0.253–0.265) и повышенная концентрация очагов землетрясений [5]. Пути сейсмических волн от глубоководных землетрясений свидетельствуют о повышении скорости Р-волн в пределах сейсмофокальной зоны на 3–4 % и в верхней мантии океанического блока на глубинах до 200 км на 5–6 %.

4. Построены годографы Р и S-волн на основе данных, полученных с помощью скважинного сейсмографа [6]. Аномальные отклонения эмпирических точек вниз от годографа Джеффриса для Р-волн составляют около 7 с, для S-волн до 15 с. Различия в скоростях Р-волн по сравнению со скоростным разрезом Джеффриса достигают 0.4–0.6 км/с на глубинах от 60 до 150 км.

5. Нами переинтерпретированы данные, полученные Д. Касахара и Р. Харви [1] с помощью донного сейсмографа, установленного на океанической стороне сейсмофокальной зоны. Аномально большие скорости Р-волн получены для верхов мантии ($\delta V_p = +0.3$ –0.4 км/с) до глубины около 50 км и в соседнем слое с $h = 60$ –120 км

мощностью 60–70 км ($\delta V_p = +0.4-0.6$ км/с). В интервале глубин 200–350 км получены отрицательные значения аномалий δV_p .

На основе этих данных был построен вариант скоростного разреза для Р-волн. Основные особенности полученного скоростного распределения: На глубине $h=40$ км $8v_p = +0.55$ км/с. Резкий рост скорости Р-волн отмечается для интервала глубин 40–100 км. При $h=100$ км $v_p = 8.9-9$ км/с. Такие значения скорости Р-волн отмечались только в верхней части разреза для района Южных Курильских островов [1]. Для интервала глубин 100–200 км скорость Р-волн остается практически постоянной и равной ~ 9 км/с. В интервале глубин 200–350 км скорость резко убывает до значений 8.5 км/с. При таком скоростном распределении возможен весьма контрастный волновод (слой с повышенной скоростью) глубже 100 км. По данным профильных наблюдений с донными сейсмографами подошва литосферы отмечается на глубине около 130 км. Примерно на этой же глубине отмечен слой повышенной скорости Р-волн в пределах сейсмофокальной зоны и в прилегающей части океанического блока.

В результате сейсмологических экспериментов с донными станциями [9] и донным скважинным сейсмографом [6] установлен большой разброс (до ± 1 км/с) в значениях скоростей Р и S-волн, а также аномально высокие их значения ($V_p = 8.8-8.9$ км/с и $V_s = 5.1-5.2$ км/с). После накопления достаточной статистики об аномалиях скоростей была предпринята попытка их объяснения. Одной из первых работ, в которой дается возможное объяснение отмеченным аномалиям, является работа [9]. Анализируя данные о скоростях Р-волн, полученные при экспериментах с донными станциями на длинных профилях, авторы пришли к выводу о зависимости скорости от азимута эпицентр -регистрирующая станция, т.е. к существованию в верхней мантии океанического блока анизотропии скоростей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Касахара Д., Харви Р. Изучение Курильского желоба с помощью донного сейсмографа // Гидрофизические исследования океана. Владивосток, 1977. Вып. 54. С. 17–34.
2. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой / С.А.Федотов, Л.Б. Славина, Л.С. Шумилина, А.А. Гусев // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 180–189. (Тр. СахКНИИ; вып. 39).
3. Строение литосферы по данным сейсмических исследований по геотраверсу Южные Курильские острова–хребет Шатского / Л.Н. Рыкунов, Ю.Л. Непрочнов, В.В. Седов, В.Д. Феофилактов, Л.А. Саврина // Строение дна северо-западной части Тихого океана. М., 1984. С. 106–114.
4. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 3. С. 571–574.
5. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун. Мозаика скоростей Р-волн в верхней мантии Курило-Японского региона // Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 82–96.
6. Duennebier F.K., Linert B., Cessaro R. Controlled-source seismic experiment at hole 581. // Init. Repts. DSDP. Washington, 1987. V. 91. P. 105–125.
7. Tomographic imaging of the P wave velocity structure beneath the Kamchatka Peninsula // A. Gorbato, J. Dominguez, G. Suarer, V. Kostoglodov, D. Zhao, E. Gordeev / Geophys J. Int. 1999. V. 137, N 2. P. 269–279.
8. McDermott J.G., Labhart R.J., Marshall V.O. Preliminary bulletin Kurile islands experiment. Ocean-bottom seismographic experiments // Texas Instruments Incorporated, Science Services Division.-Dallas: Texas, 1967. 245 p.
9. Shimamura H., Inatani H., Asada T. Longshot experiments to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere of the northwestern Pacific // Phys. Earth Planet Inter. 1983. V. 31. P. 348–362.
10. Tarakanov R.Z. On the nature of seismic zone // New concepts in Global tectonic. Australia. 2005. N 34. P. 1–15.

**В.Ю. Тимофеев¹, П.Ю. Горнов², Д.Г. Ардюков¹, Е.И. Грибанова³,
В.М. Семибламут³, Е.В. Бойко¹, А.В. Тимофеев¹**

**ПРИЛИВНЫЕ МОДЕЛИ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ:
ДАЛЬНИЙ ВОСТОК–БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН**

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

²Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

³СФ Геофизической Службы СО РАН, г. Новосибирск

Известно, что приливное воздействие на Землю может быть точно рассчитано по астрономическим данным. Теоретически с помощью чисел Лява и Шида можно построить эффекты в полях силы тяжести, деформаций и смещений [1, 2]. Эффект приливной реакции Земли определяется современными моделями на уровне точности экспериментальных определений эффекта в различных районах земного шара. Наряду с результатами приливных гравиметрических исследований, рассмотрим деформографические данные, полученные в штольнях и скважинах, Дальнего Востока и Сибири. Модели приливногo воздействия необходимы для развития фундаментальных исследований в области физики Земли, а также для обеспечения приливными поправками микрогальных измерений силы тяжести, космической геодезии различных модификаций и высокоточных геофизических измерений.

Приливные гравиметрические исследования являются наиболее эффективным средством для проверки и уточнения моделей приливной деформации Земли и оценки приливных моделей океана. Профильные земноприливные измерения в единой метрологической системе широко апробированы в мировой практике. В нашем случае были выбраны для исследований цифровые гравиметры Ла Коста-Ромберга, как наиболее мобильные высокоточные системы измерений. Более точные стационарные криогенные гравиметры наиболее эффективны в спектральных приливных исследованиях в области резонанса жидкого и твердого ядра Земли. Приливный профиль “Атлантическое побережье Европы – юг Сибири – Тихоокеанское побережье России” пересекает континент Евразия с запада на восток (от 0.4° до 142° в.д.) в полосе средних широт (45°–55° с.ш.). Профиль включает несколько станций на побережье (30–70 км) Атлантики и Тихого океана, базовую станцию тестирования инструмента (Уикль, Брюссель) и станции в центре континента (3000 км от океана) (рис. 1). Измерения на станциях профиля проводились в период с 1995 г. по 2005 г. Гравиметрические приливные измерения на востоке России выполнены впервые. В результате исследований на трансконтинентальном профиле проведена оценка существующих моделей приливной деформации Земли (WD93 и DDW99) и приливных моделей океана (SCW80, CSR3, FES95, ORI96, CSR4, FES02, GOT00, NAO99, TPX06) [3–13].

В результате исследований впервые получены экспериментальные оценки приливных параметров восточной части России. Сравнение с моделями приливной реакции Земли и мирового океана для суточных и полусуточных волн используя остаточный вектор $\mathbf{X}(X, \chi)$, позволяет провести тестирование существующих моделей явления. Для волн O1 и M2 вектор оказался меньше $1.5 \text{ нм} \cdot \text{с}^{-2}$, что соответствует 0.5 % амплитуды волн. В таблице приведены параметры остаточного вектора \mathbf{X} (в $\text{нм} \cdot \text{с}^{-2}$) и его фазы χ (в градусах) для пунктов Ключи (Новосибирск), Талая (юго-восточная часть Байкальской рифтовой зоны), Забайкальское (юг Хабаровского края) и Южно-

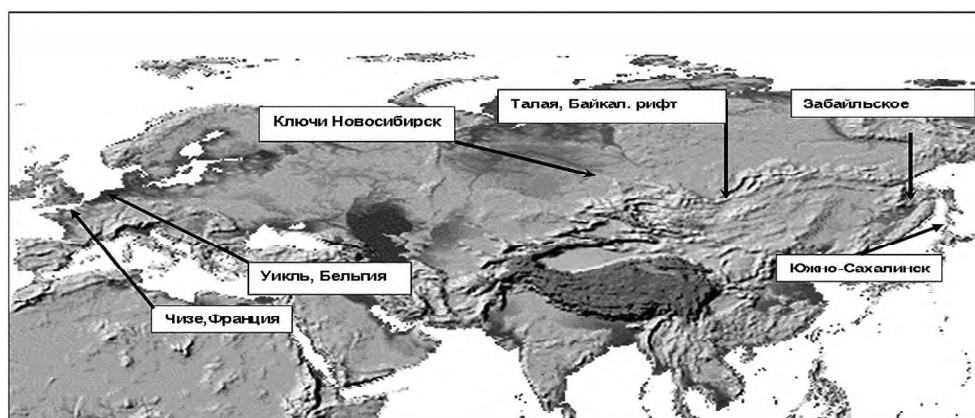


Рис. 1. Положение станций Трансконтинентального приливного гравиметрического профиля.

Сахалинск (юг о. Сахалин). Минимальные значения остаточного вектора получены при использовании модели приливной деформации Земли DDW99 с учетом вязкости мантии и последней генерации моделей мирового океана: CSR4, NAO99, GOT00, FES02, TPX06. Этот вывод подтверждается результатами измерений в той же полосе широт на атлантическом побережье Европы.

Выбор приливных моделей позволяет далее переходить к исследованиям приливных деформаций по измерениям в скважинах или штольнях. Приливный анализ водного уровня в скважинах позволяет получить соотношение амплитуды и деформации, а далее использовать его для оценки параметров пласта либо для мониторинга деформаций во времени. На континентальной станции Талая (юго-запад Байкальской рифтовой зоны) гравиметрические данные дополнены результатами измерений с помощью приливных деформографов и наклономеров, установленных в 90-метровой штольне, а также данных по водному уровню в 110-метровой скважине. Комплексные исследования на внутриконтинентальных станциях позволяют получить значения приливных чисел Лява и Шида, а также проанализировать изменение реакции среды на приливное воздействие во времени и сравнить его с сейсмической активностью региона (рис. 2).

Вариации амплитуд и фаз приливной деформации по результатам многолетних измерений в Байкальской рифтовой зоне могут достигать 3-4 % в амплитуде и $1 \div 3^\circ$ в сдвиге фаз, что может быть вызвано изменением гидродинамических условий в зоне Главного Саянского разлома и изменением сейсмического режима региона. Вариации во времени приливных параметров по гравиметрическим данным согласно теоретическим оценкам в этом случае на несколько порядков меньше, т.е. в пределах ошибок измерений.

Полученные в результате профильных исследований результаты могут быть использованы при расчетах приливных поправок. Для территории Сибири ошибка, при расчете приливной поправки включая неопределенность модели Земли и океана, составляет 0.15 % или 4 nms^{-2} . Для внутриконтинентальных районов комплексные измерения (цифровой относительный гравиметр – лазерный деформограф) позволили получить значения чисел Лява и Шида с высокой точностью: $h = 0.6077 \pm 0.0008$, $k = 0.3014 \pm 0.0004$ и $l = 0.0839 \pm 0.0001$.

Таблица. Значение остаточного вектора X (нм·с⁻²) и его фазы χ (в градусах) для российских станций гравиметрического профиля по волнам O_1 , K_1 и M_2

	O_1		K_1		M_2	
Ключи						
A_T (нм·с ⁻²)	292.7		411.6		249.3	
Модели океана	X	χ	X	χ	X	χ
«старые» 1-4	1.54	-40.79	0.99	-33.92	0.31	-29.31
«новые» 5-9	1.48	-44.44	1.28	-23.48	0.16	-113.40
Талая						
A_T (нм·с ⁻²)	302.4		425.2		289.0	
«старые» 1-4	1.90	-15.60	1.31	133.78	0.75	170.22
«новые» 5-9	1.76	-15.43	1.12	118.22	1.07	149.91
Забайкальское						
A_T (нм·с ⁻²)	309.4		435.0		341.2	
«старые» 1-4	0.75	-95.35	1.31	-157.36	0.91	-56.38
«новые» 5-9	0.46	-108.32	0.97	-135.48	1.04	-24.57
Южно-Сахалинск						
A_T (нм·с ⁻²)	309.9		435.8		349.1	
«старые» 1-3	1.99	-54.66	5.97	80.08	2.32	-161.35
«новые» 5-9	1.26	-42.96	5.01	88.89	0.87	146.19

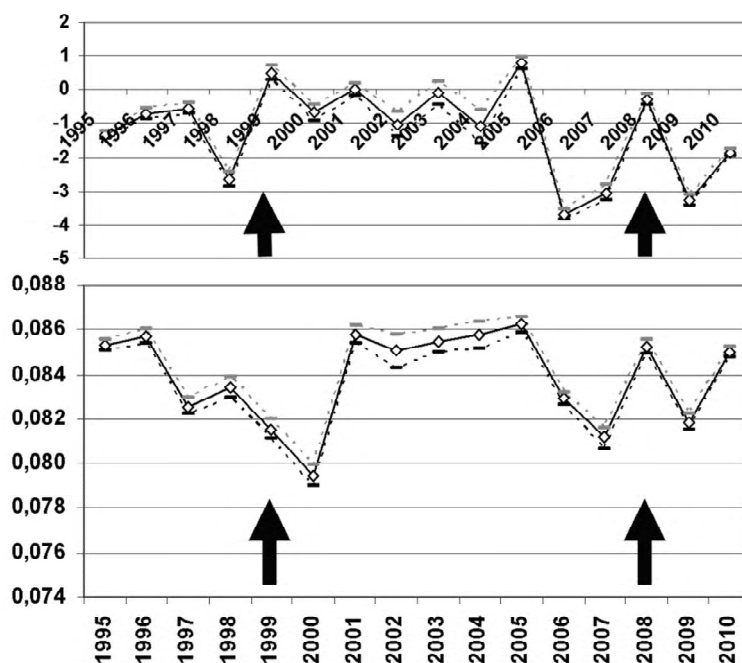


Рис. 2. Результаты ежегодного анализа данных лазерного деформографа, установленного в штольне сейсмостанции Талая. Значение за год для периода 1995–2010 гг. Вверху: изменение значения фазового запаздывания (в градусах) с ошибкой для приливной полусуточной волны M_2 . Внизу: изменение значения числа Шиды. Стрелками показаны периоды Южно-Байкальского ($M=6.0$) 25.02.1999 года и Култукского ($M=6.3$) 27.08.2008 года землетрясений.

Литература

1. Латынина Л.А., Кармалева Р.М. Деформографические измерения. М.: Наука, 1978. 154 с.
2. Молоденский С.М. Приливы, нутация и внутреннее строение Земли. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 215 с.
3. Beaumont C., Berger J. (1974) Earthquake Prediction: Modification of the Earth Tide tilts and Strains by Dilatancy // *Geophys. J. R. astron. Soc.* 1974. V. 39. P. 111–121.
4. Boy J.P., LLubes M., Ray R., Hinderer J., Florsch N. (2006) Validation of long-period oceanic tidal models with superconducting gravimeters. *J. of Geodynamics.* 41, P. 112–118.
5. B. Ducarme, V.Yu. Timofeev, M. Everaerts, P.Y. Gornov, V.A. Parovishnii, M. van Ruymbeke. A Trans-Siberian Tidal Gravity Profile (TSP) for the validation of the ocean tides loading corrections. // *Journal of Geodynamics.* 2008. 45. P. 73–82.
6. Dehant V, Defraigne P, Wahr J (1999) Tides for a convective Earth. *J. Geoph. Res.* 104, B1, 1035–1058.
7. Ray, R.D. (1999): A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99. NASA Tech. Mem. 209478, Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, MD, USA.
8. V. Timofeev, M. van Ruymbeke, G. Woppelmanns, M. Everzaerts, E.A. Zapreeva, P.Yu. Gornov, B. Ducarme // Tidal gravity observations in Eastern Siberia and along the Atlantic coast of France. *Journal of Geodynamics.* 41, 2006, 30–38.
9. Van Camp M., Vauterin P. (2005) Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computer & Geosciences*, 31, 631–640.
10. Venedikov AP, Arnoso J, Vieira R (2003) VAV: a program for tidal data processing. *Computers & Geosciences*, 29, 487–502.
11. Wahr J.M. (1981) Effect of the fluid core ...; A normal mode expansion for the forced response of rotating Earth, Body tides ...// *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1981. V. 64, N 3. P. 635–728, 747–765.
12. Wenzel HG (1996) The nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30. *Bull. Inf. Магйees Terrestres*, 124, 9425–9439.
13. Zahran K. H., Jenetzsch G., Seeber G. (2005) World-wide synthetic tide parameters for gravity and vertical and horizontal displacements. *J. Geod.*, 79, 293–299.

С.В. Трофименко, А.С. Статива

**ОРТОГОНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ АЛДАНСКОГО ЩИТА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ПОЗИЦИЯ**

*Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета,
г. Нерюнгри*

Методики построения ортогональных систем докембрийских разломов и геологических формаций Алданского щита основаны на разных геотектонических концепциях. В связи с этим, представляет несомненный интерес выявление закономерных взаимосвязей между ними. С одной стороны, это чисто научная задача: определение порядка заложения выделенных систем индикаторов разломов (систем доменов) и сравнение с аналогичными исследованиями, с другой стороны, прикладная – поиск закономерностей распространения металлогенических поясов Алданского щита, имеющая важное экономическое значение. В данной работе рассматриваются вопросы геологической привязки выделенных статистическими методами ортогональных систем доменов.

В качестве исходных материалов для выполнения данной работы использована построенная методом статистического анализа распределений геофизических аномалий магнитного и гравитационного полей карта систем индикаторов разломов, ассоциируемых с докембрийскими разломами Алданского щита масштаба 1:500 000 (рис.) и структурно-формационная карта Южной Якутии (Алданский щит) масштаба 1:500 000 под редакцией Е.П. Максимова [1]. Пространственная взаимосвязь систем разломов Алданского щита с геологическими формациями устанавливалась методом факторного сопоставления исходных карт в масштабе 1:500 000.

Для сопоставления на карты систем доменов с определенными азимутами простираний, по методике, предложенной в [2], выносятся формации, в пространственном положении которых наблюдается одна следующих закономерностей:

1) группа формаций или формация располагаются в пределах блоков земной коры, ограниченных доменами определенных систем;

2) линейно вытянутые области распространения формаций совпадают с положением протяженных зон определенных систем или имеют одинаковую с ними ориентировку;

3) в сложных контурах областей распространения формаций наблюдаются ориентировки их фрагментов, параллельные ориентировкам доменов определенных систем [2, 3].

Для удобства описания положения систем доменов и их геологической позиции была принята схема районирования, предложенная Л. М. Реутовым и И.М. Фрумкиным [4].

На рисунке представлена геологическая карта центральной части Алданского щита, с вынесенными зонами повышенной плотности индикаторов семи систем доменов. Сложность изучения взаимосвязи систем доменов и геологических формаций определяется тем, что в формировании последних принимают участие разломы различных направлений. Это особенно характерно для мигматит-гранитовой фор-

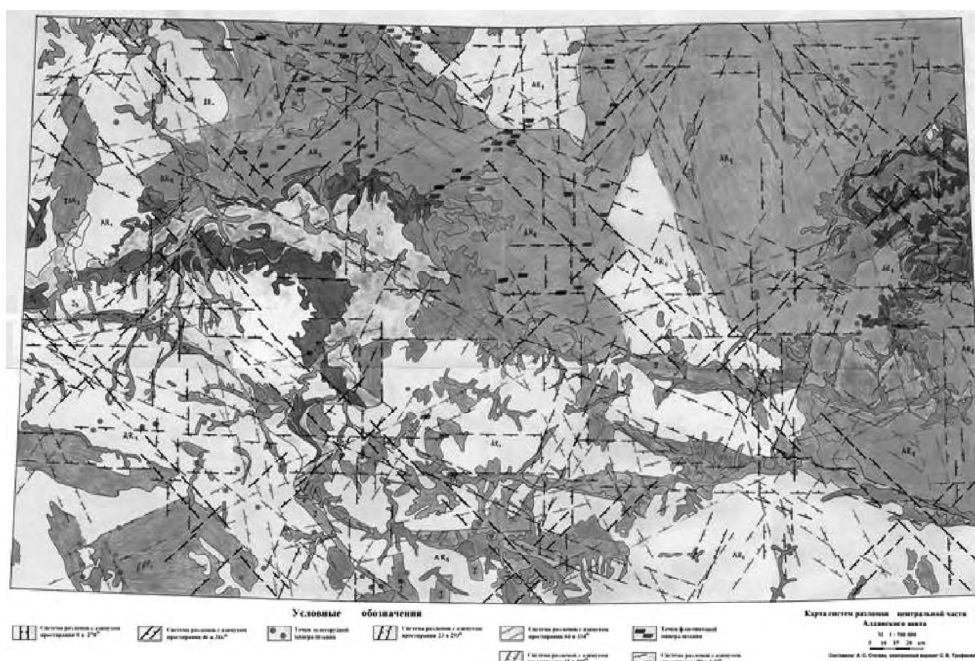


Рис. Геологическая основа и линейные системы индикаторов геофизических полей (осевых линий доменов по [5]) центральной части Алданского щита.

мации ($0^3 \gamma t$) Субганского комплекса, которая распространена на всей территории Алдано-Становой области.

Методика и технология построения статистических моделей геофизических полей гравитационной и магнитной природы подробно изложены в работе [5].

Система доменов с азимутами простираний 3 и 273°. Геологические формации, пространственно связанные с доменами данной системы, распространены преимущественно в Западном и Центральном регионах (см. рис.).

В пределах Алдано-Нимнырского района Центрального региона простирание большинства участков, сложенных различными породами, субмеридиональное. Однако отмечается ряд исключений. Так, участки, сложенные породами метаморфизованной габбро-диабазовой формаций субганского комплекса, на западе и востоке Центрального региона имеют азимут простирания 340°. В Зверевском районе Центрального региона участки, сложенные сланцево-гнейсово-гранулитовой формацией Иенгрского комплекса, имеют азимут простирания 310°.

Следует отметить, что практически все разломы субмеридионального направления подчеркиваются породами мигматит-гранитовой формации. Приуроченность к разломам субширотного направления формаций Иенгрского и Курультино-Гонамского комплексов раннеархейского и катархейского возраста свидетельствуют о более ранней активизации системы с азимутами простираний 3 и 273°.

Система доменов с азимутами простираний 26 и 296°. На рис. можно видеть четкую взаимосвязь ряда докембрийских геологических формаций и разломов с ази-

мугами простираний 26 и 296°. В Алдано-Нимнырском районе в пределах блока распространены гнейсово-карбонатная гранулитовая формация ($F_3^2 gcr$) Тимптоно-желтулинского комплекса раннеархейского возраста.

На востоке Алдано-Нимнырского района и в северной части Удоканского района наблюдаются многочисленные дайки долеритов. В пределах Суннагинского района наблюдается обширный участок протяженностью около 250 км, сложенный породами Майманакского комплекса раннерифейского возраста. Этот участок находится в пределах известного по литературе Учурского блока.

Система разломов с азимутами простираний 32 и 302°. Ведущую роль в формировании мигматит-гранитовой формации играли разломы систем с азимутами простираний 3 и 273°, 32 и 302°. Максимальные площади заняты описываемой формацией в полосе между отдельными доменами данной системы либо имеют вытянутость вдоль системы доменов. Закономерных связей других формаций с системой доменов с азимутами простираний 32 и 302° выявить не удается.

Система доменов с азимутами простираний 40 и 310°. Геологические формации, которые пространственно можно связать с данной системой разломов, сконцентрированы в Центральном регионе Алданского щита. Наиболее древняя базит-сланцево-гранулитовая формация ($F_1 bsr$) развита вдоль отдельных доменов, которые ограничивают блок, в пределах которого развита сланцево-гнейсо-гранулитовая ($F_2^1 gsr$) и базит-сланцево-гранулитовая ($F_1 bsr$) формации.

Гнейсово-гранулитовая формация ($F_2^1 gr$) встречается на всей территории Центрального региона. Для участков, сложенных данной формацией, характерны ориентировки вдоль доменов системы с азимутами простираний 40 и 310°.

Система доменов с азимутами простираний 61 и 331°. Геологические формации, связь которых установлена с доменами данной системы, распространены на территориях Центрального и Восточного регионов Алданского щита. В северной части Суннагинского района домены ограничивают блок, в пределах которого распространены породы сланцево-гнейсово-гранулитовой ($F_3^1 sgr$) гнейсово-гранулитовой ($F_3^1 gr$), гранат-гнейсово-гранулитовой ($F_3^2 ggr$) и карбонат-гнейсово-гранулитовой ($F_3^2 cgr$) формаций.

В пределах блока и по его границам, простирания геологических тел подчинены направлениям 61 и 331°. Область распространения карбонат-гнейсово-гранулитовой формации расположена в пределах доменов данной системы, хотя границы ее распространения зачастую имеют субмеридиональное простирание.

Следует отметить, что области распространения гнейсово-карбонатной гранулитовой формации ($F_3^2 gsr$), линейно вытянуты вдоль данной системы и прослеживаются в его пределах далеко на северо-запад. В Центральном регионе простирание областей распространения этой формации близко к меридиональному.

Система доменов с азимутами простираний 70 и 340°. С данной системой разломов намечается связь метаморфизованной габбро-диабазовой формации ($0_1^1 \nu \beta$).

Система доменов с азимутами простираний 84 и 354°. В Западном регионе развита группа формаций, относимая к Олекмо-Становому комплексу раннеархейского возраста. Области распространения биотит-гнейсовой амфиболитовой (F_4^1bgA), биотит-амфибол-гнейсовой амфиболитовой (F_4^1agA), амфибол-гнейсово-сланцевой амфиболитовой (F_4^1asA), гранат-гнейсовой амфиболитовой (F_4^1ggA) формаций имеют вытянутость по азимуту 84°. Важно отметить, что эти же формации наблюдаются в другой, отличной от Западного региона, тектонической зоне – Становой складчатой области.

Простирание областей распространения пород описываемой группы формаций, совпадающее с простиранием доменов систем, свидетельствует о тесной их генетической связи. Области распространения гранат-гнейсово-гранулитовой (F_3^2ggr) и сланцево-гнейсово-гранулитовой (F_3^1sgr) формаций расположены в блоке имеют ориентировку 354°.

Выводы. Первое, что необходимо отметить, это то, что сопоставление систем доменов с геологическими формациями показывает на их тесную взаимосвязь, ряд закономерностей носят общий характер. В то же время формирование геологических формаций на ранней стадии образования земной коры происходило, по-видимому, под влиянием уже отчасти сформированных и в последующем активизированных отдельных систем разломов. Поэтому сложные границы областей распространения геологических формаций определяются влиянием на их формирование системами доменов с разными азимутами простирания. Время формирования геологических формаций однозначно не установлено. Вследствие этого, временной анализ периодов активизации, а тем более времени и последовательности заложения ортогональных систем весьма проблематичен.

В результате выполнения работ построена карта систем докембрийских разломов Алданского щита на формационной основе в масштабе 1:500 000. Данная карта может быть использована в качестве тектонической основы при прогнозировании места землетрясений, для восстановления последовательности тектонического развития региона, тектонического районирования, металлогенической специализации разломов и изучения закономерностей взаимосвязи систем разломов и рудных месторождений при детализации систем разломов на отдельных участках в более крупных масштабах. Данные виды работ являются предметом дальнейших исследований.

Литература

1. Структурно-формационная карта Южной Якутии масштаба 1:500 000 / Под ред. Е.П. Максимова. Якутск, 1982.
2. Гонтаренко В.Н., Коток В.В. Системы разломов Кольского полуострова // Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений. Днепропетровск, 1988. С. 26–28.
3. Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н. Системы разломов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 184 с.
4. Геологическая карта Южной Якутии масштаба 1:500 000 / Под ред. Л.М. Реутова. Якутск, 1976.
5. Трофименко С. В. Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 3. С. 64–77.

В.И. Усиков

**ДИНАМИКА И СТРОЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОТОКОВ.
АНАЛИЗ 3D-МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА**

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Термин «тектонические течения» для обозначения движущихся тектонических масс был предложен Ю.М. Пушаровским [2]. Впоследствии он трансформировался в «тектонический поток», и в этом виде стал более распространенным. А.В. Смирнов увязал это явление в большей с горизонтальным перемещением аллохтонных масс [3]. Построение и анализ объемных моделей рельефа территорий Среднего Приамурья с прилегающими к ним районами, а также Прибайкалья и Забайкалья позволило оценить роль тектонической расслоенности верхней части литосферы и горизонтальных тектонических перемещений отдельных слоев в процессах оро- и рифтогенеза при формировании рельефа земной поверхности и, в частности, описать структуру и динамику тектонических течений.

В рассматриваемой работе использовались топографические и геологические карты, аэро- и космические фотоснимки, цифровые матрицы высот рельефа, полученные через Internet, оцифрованный рельеф отдельных листов топокарт масштаба 1:100000.

Основной используемый инструмент – свободно распространяемое ГИС-приложение MICRODEM, разработанное Питером Гутом (Oceanography Department, U.S. Naval Academy). Оцифровку карт оказалось удобнее всего проводить приложением собственной разработки. По возможности осуществлялись прямые полевые наблюдения фрагментов тектонических структур и их увязка с результатами моделирования.

Основа – мелкомасштабные модели рельефа строилась по матрице GTOPO30, оцифрованных с шагом 1 км. По детальности эти модели соответствуют масштабу 1:1000000. Способ визуализации – оттененные карты рельефа.

На этих картах выделялись участки для более детальных исследований, соответствующих масштабу 1:100000. Для построения таких моделей использовались матрицы с шагом оцифровки 90 м, полученные по результатам оцифровки карт 1:100000 или радарной съемки NASA (SRTM03). Визуализация детальных моделей осуществлялась в виде оттененных карт рельефа (схемы-врезки), каркасных моделей в косоугольной проекции, объемных изображений, совмещенных с космоснимками в интернет-сервисе Google Earth.

В регионе, включающем в себя Байкальскую рифтовую зону проведены исследования, аналогичные тем, что ранее выполнены в Приамурье [4, 5]. На рис. 1 приведена мелкомасштабная оттененная карта рельефа Приамурья и сопряженных территорий и карта линеаментов рельефа на ту же площадь. На рис. 2 – аналогичные продукты для Байкальской рифтовой зоны. На основании этих схем выявлен ряд закономерностей, сходных для обеих рассматриваемых площадей, проявленных в региональном масштабе, которые позволяют трактовать строение этих территорий, как результат горизонтального движения тектонических потоков в юго-восточном направлении. В Приамурье процесс происходил в конце мела – начале палеогена и в настоящее время завершен, в районе Прибайкалья – Забайкалья продолжается и теперь.

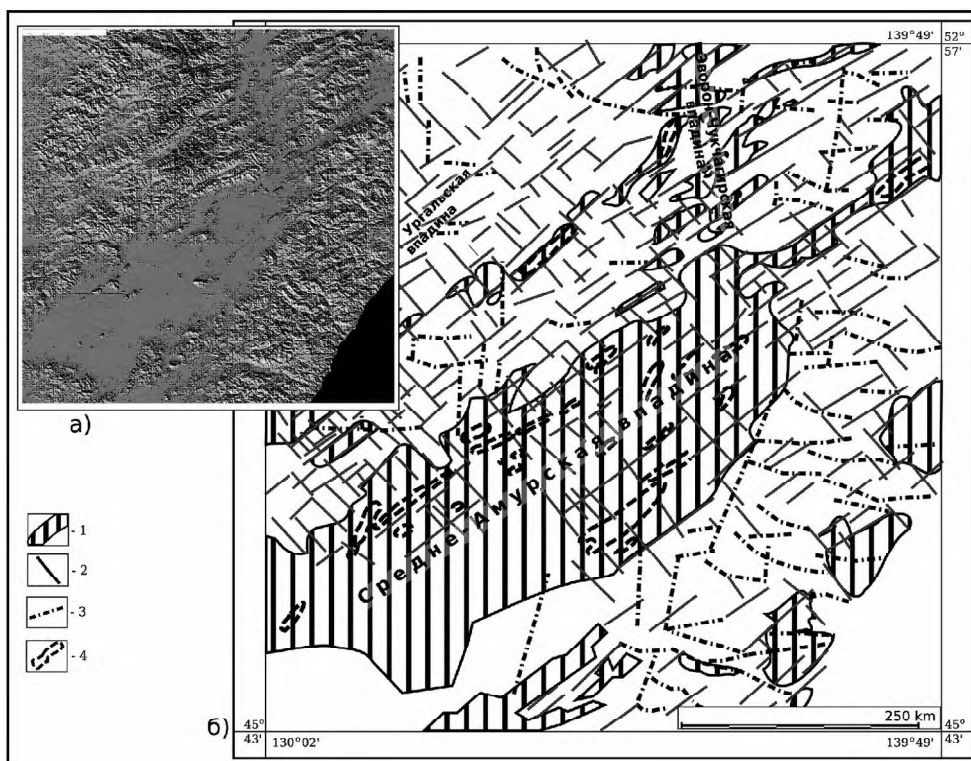


Рис. 1. Карта линеаментов рельефа Среднего–Нижнего Приамурья и Северного Сихотэ-Алия. а) – отененная карта рельефа региона (построена в приложении Microdem на основе матрицы высот GTOPO30); б) – карта линеаментов; 1 – “широкие” линеаменты; 2 – “узкие” линеаменты диагональной сети; 3 – “узкие” линеаменты, близкие к ортогональным (послемеловые); 4 – грабены.

1. В рассматриваемом регионе абсолютно доминирует сеть диагональных линеаментов, ортогональная проявлена слабо.

2. Диагональная сеть имеет ряд характерных черт, аналогичных для обоих регионов: “широкие” линеаменты, соответствующие рифтовым и межгорным впадинам, а, также ящикообразным долинам рек имеют в регионе почти исключительно северо-восточное простирание, согласное с доминирующим направлением простирания хребтов; “узкие”, соответствующие V-образным речным долинам, пересекают их под круглыми углами.

3. Согласно с “узкими” линеаментами ориентированы в северо-западном направлении трансформные разломы, рвущие борта широких долин и, местами, рифтовой впадины.

4. В Приамурье грабены, а в Прибайкалье – рифт ориентированы длинными осями согласно простиранию “широких” линеаментов: впадин и хребтов.

Каждый из рассматриваемых регионов имеет и ряд характерных особенностей, которые, однако, подчеркивают динамику тектонических потоков.

Так, в Приамурье, Эворон-Чукчагирская впадина, меридионального простирания, не имеет четко очерченных бортов и представляет собой ансамбль кулисно че-

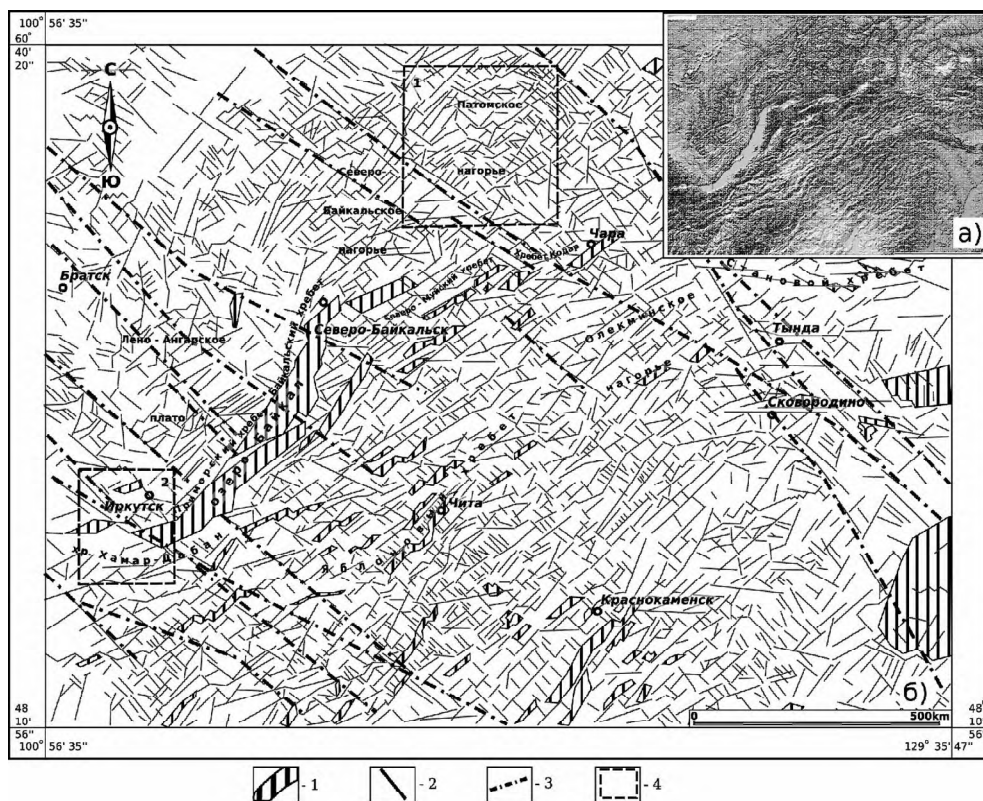


Рис 2. Карта линеаментов рельефа Прибайкалья и Забайкалья.

а) – оттененная карта рельефа Байкальской рифтовой зоны (построена в приложении Microdem на основе матрицы высот SRTM30); б) – карта линеаментов. 1, – то же, что на рис. 1; 3 – крупные разломы, расчленяющие тектонический поток; 4 – участки детальных построений: 1 – Байкало-Патомская дуга; 2 – Южно-Байкальская впадина.

редующихся линейно вытянутых локальных впадин и возвышенностей, простирающихся согласно с “широкими”, северо-восточными морфоструктурами. Это наглядно демонстрирует оттененная карта рельефа (рис. 1).

Морфология изометричных структур, формирующих Северо-Байкальское и Патомское нагорья, существенно отличается от морфоструктур центрального типа, сопровождающих купольные поднятия. Во-первых, они образуют не замкнутые кольца, а дуги, обращенные выпуклой частью на север (особенно четко проявлена Байкало-Патомская дуга); во-вторых, отсутствуют какие-либо признаки радиально ориентированных линеаментов и проявлена диагональная сеть. Между Патомским и Северо-Байкальским нагорьями сеть линеаментов северо-западного простирания сгущается и они образуют плотную зону. По-видимому, эта зона трассирует разлом, раскалывающий поток на всю мощность.

В целом особенности строения рельефа этого района можно объяснить тем, что породы, слагающие выступы земной коры в районе Северо-Байкальского и Патомского нагорий оказались более жесткими и менее податливыми к раскалыванию,

чем их окружающие. Поэтому верхние тектонические слои, образующие тектоническую чешую, перемещающуюся по подстилающей ее толще, испытали противодействие движению этой чешуи, в результате чего возникли морфоструктуры, облик которых похож на интерференционную картину волн в жидкости, набегающих на твердые изометрические предметы, выступающие выше уровня этой жидкости. Упомянутые жесткие выступы коры, в принципе, могут быть представлены структурами любых форм, но важно, что они консолидировались до начала движения тектонических слоев.

Вся совокупность данных, по мнению автора, хорошо согласуется с тем, что Байкальский рифт развивается по типу пассивного рифта [1]. Она, также, описывает динамику и структуры тектонических течений (согласно терминологии Ю.М. Пушаровского) [2] или потоков (в терминах А.В. Смирнова) [3].

Тектонический поток, образующий Байкальский мегаблок, движущийся в юго-восточном направлении, по-видимому, не представляет собой монолитного образования, а расколот глубинными разломами, простирающимися согласно направлению перемещения (ЮВ). Скорость перемещения отдельных блоков закономерно меняется: центральный блок (в районе центральной и части оконечности Байкала) движется быстрее, краевые, контактирующие с обрамлением, – медленнее.

На примере рассматриваемых регионов можно сделать **выводы**. Крупная структурная единица – аллохтон, сформировавшийся благодаря тектонической расслоенности верхней части земной коры и перемещению отдельных слоев в том же направлении, что и плита или мегаблок, но с несколько большей скоростью (о чем свидетельствуют “волны набегания” в местах жестких выступов литосферы). Фактически это геологическое образование представляет собой ансамбль отдельных фрагментов слоев и чешуй, которое и можно назвать тектоническим потоком. Так как эта структура не может быть монолитной и ее горизонтальные размеры многократно превышают вертикальные, то векторы скоростей отдельных частей потока несколько отличаются друг от друга. Волны сучивания и растаскивания тектонических чешуй сформировали чередующиеся хребты и впадины. Общая мощность аллохтона, по-видимому, определяется максимальной глубиной Байкальского рифта для Прибайкалья и максимальной глубиной грабенов в Приамурье.

Литература

1. Петрищевский А.М. Структурные особенности пассивного рифтогенеза в гравитационных моделях Байкальской рифтовой зоны // Региональные проблемы. 2008. № 10. С. 34–44.
2. Пушаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
3. Смирнов А.В. Роль тектонических потоков в геодинамике подвижных поясов / Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 285–289.
4. Усиков В.И. Морфотектоническая схема северо-западной части Еврейской автономной области. Анализ 3d-моделей рельефа // Региональные проблемы. 2009. № 11. С. 29–38.
5. Усиков В.И. Горизонтальная расслоенность литосферы и континентальный рифтогенез // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Материалы Всероссийского научного симпозиума с международным участием, посвященного памяти академика РАН Н.А. Логачева. Иркутск, 7-11 июня 2010 г. Т. 2. С. 164–167.

А.В. Черемных, Р.М. Зарипов, А.С. Черемных

**РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ ПРИОЛЬХОНЬЯ (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ): ВНУТРЕННЯЯ
СТРУКТУРА И ЕСТЕСТВЕННОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ**

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Верхняя часть земной коры характеризуется разломно-блоковой структурой, в пределах которой основные деформации сосредоточены в зонах разрывных нарушений. Зоны активных разломов являются наиболее подвижными областями земной коры, в пределах которых отмечается быстрое течение многих природных процессов, что сопровождается интенсивной дегазацией недр [1, 4, 13 и др.] и вариациями геофизических полей [1–3 и др.]. Реакция разломов на внешние воздействия свидетельствует о том, что дизъюнктивы – “чувствительные точки”, наблюдение за которыми способствует пониманию геодинамических процессов. Наши результаты получены в рамках комплексного изучения разломов Прибайкалья структурно-геологическими, тектонофизическими и геофизическими методами [15].

Геофизическим исследованиям предшествовала геолого-структурная съемка, по результатам которой, для детальных участков, расположенных на побережьях заливов Мухор и Куркут, были построены разрезы, отображающие внутреннее строение основных разломных зон Приольхонья (некоторые приведены на рисунках). На разрезах видно, что зоны разломов часто представлены чередующимися областями развития различных тектонитов (катаклаз и милонитизация, дробление или расщепление горных пород), а также участками повышенной трещиноватости горных пород (рис. 1П и 2П). Т.е. внутренняя структура разломных зон состоит из вещественного наполнения (тектониты) и генетически связанных с разломом трещиноватости и разрывов, которые нарушают сплошность “неизменных” горных пород.

Известно, что зона разлома – это объем геологической среды, в котором проявлены остаточные деформации, связанные с формированием дизъюнктива и последующими подвижками по его сместителю [17]. Данный объем характеризуется интенсивной раздробленностью горных пород в области основного сместителя, а также в подзонах повышенной трещиноватости и разрывов второго порядка в пределах крыльев разрыва [12]. Как правило, более раздроблено подвижное крыло разрыва, что связано со спецификой разломообразования [5, 11 и др.]. Внутренняя структура изученных разломных зон в целом подчиняется этим закономерностям, несмотря на неоднократную активизацию разломов Приольхонья в условиях разнонаправленных внешних сил и в разные тектонические эпохи [10, 12, 16 и мн. др.].

Для изученных разломных зон по методике [14] были восстановлены: положение основного сместителя и парагенетически связанного с ним разрыва второго порядка, а также напряженное состояние (ориентировка главных осей) при котором они образовались или активизировались. За пределами разломных зон были получены решения о напряженном состоянии на основе изучения сопряженных сколов начального этапа разрушения горных пород [8]. Большинство реконструкций привязано к интервалам детальных разрезов, что позволило охарактеризовать палеонапряжения в разломных зонах и за их пределами.

Изучение кинематического типа разломов и палеонапряжений в пределах детальных участков показало, что остаточные деформации в зонах наиболее крупных

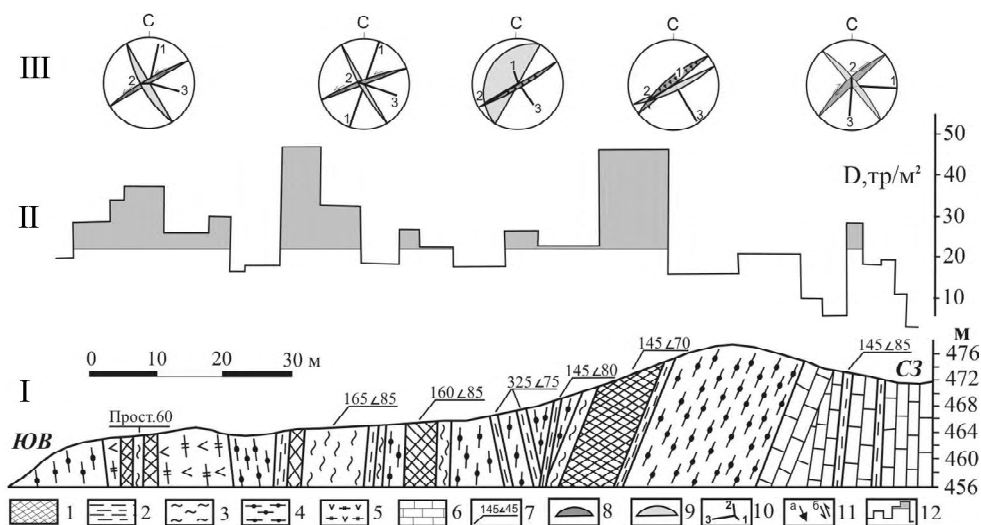


Рис. 1. Внутренняя структура и палеонапряжения разломных зон на мысе Улирба. I – геолого-структурный разрез, II – график плотности трещин, III – структурные диаграммы (проекция верхней полусферы). 1–3 – тектонические преобразования пород: 1 – дробление, 2 – расщепление, 3 – катаклаз и милонитизация, 4–6 – породы: 4 – биотитовые гнейсы, 5 – амфиболовые гнейсы, 6 – мраморы; 7 – залегание разломных зон (аз. падения и угол); 8–9 – плоскости разломной (темная заливка) и сопряженной (светлая заливка) с ней систем; 10 – оси главных напряжений сжатия (1) и растяжения (3); 11 – направление смещения по разлому (а – субвертикальное, б – субгоризонтальное); 12 – на графике плотности трещин затемнены участки с повышенной трещиноватостью ($D > 21$ тр/м² [6]).

дизъюнктивов Приольхонья сформировались в условиях растяжения с простиранием субгоризонтальной оси СЗ-ЮВ (рис. 1, III и 2, III). Кроме того, в пределах района исследований широко распространены разрывы северо-восточного простирания с левосторонними сдвиговыми смещениями крыльев. За пределами разломных зон, на основе анализа остаточных деформаций горных пород часто реконструируется напряженное состояние сжатия (рис. 2, III).

С целью изучения динамики естественного геоэлектрического поля в зонах разломов Байкальского рифта был проведен натурный эксперимент. На пяти участках детального изучения внутренней структуры разломных зон Приольхонья исследованы временные вариации естественного электрического поля. Наблюдения за динамикой геоэлектрического поля на каждом из участков выполнены по сети точек (27 пунктов), размещенных на двух профилях пересекающих разломные зоны с выходом в слабонарушенные блоки. Каждая точка на профиле представляла собою заземленный неполяризующийся электрод, соединенный с электродом сравнения и опрашивалась в течение двух суток с интервалом по времени 1 час. Съемка естественного электрического поля осуществлена способом потенциала.

На рис. 2, на примере участка «Куркут», показаны временные измерения естественного геоэлектрического поля в разломной зоне. Результаты наших работ подтверждают вывод о значительном суточном изменении величины электрического потенциала в зонах разломов по сравнению со слабонарушенными блоками [1, 3]. В пределах разломной зоны выделяются отчетливые максимумы амплитуды суточной

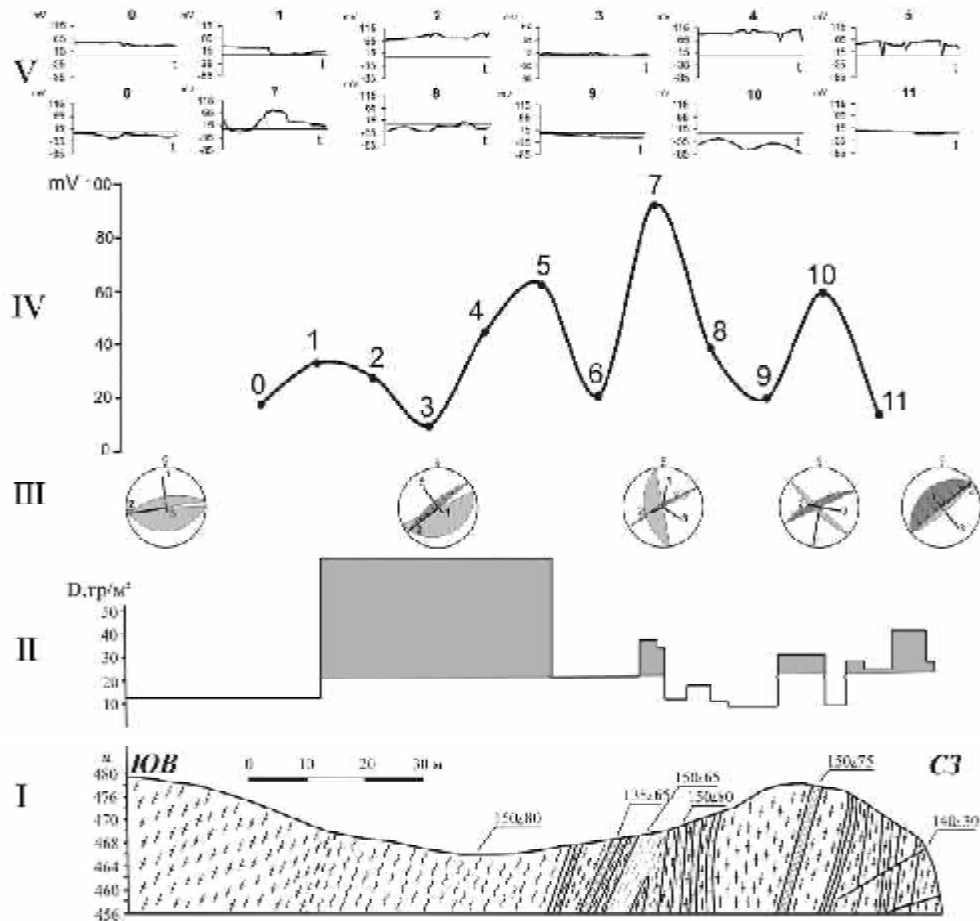


Рис. 2. Геологическая структура, напряженное состояние и геоэлектрическое поле в пределах разломных зон восточного побережья залива Куркут.

I – геолого-структурный разрез, II – график плотности трещин, III – структурные диаграммы, IV – график амплитуды суточных вариаций потенциала электрического поля, V – графики вариаций потенциала во времени. Условные обозначения см. на рис. 1.

динамики потенциала (рис. 2, IV). При этом на электроде 7 (пикет с наибольшей амплитудой) характер вариаций значений во времени существенно отличается от сопредельных пунктов измерения (рис. 2, V).

В данный момент дать однозначную интерпретацию вариациям потенциала не представляется возможным. Подобные изменения во времени могут быть связаны с разными факторами, в частности, с миграцией воды в зоне разлома: когда подземный водоток или колебания уровня грунтовых вод вызывают не только изменение абсолютной величины потенциала электрического поля, но и смену его знака. Подобного рода наблюдения отмечены А. А. Огильви для гидрогеологических объектов [9]. Другим вероятным объяснением вариаций электрического потенциала является переход упругой энергии тектонических процессов в электромагнитную, что возможно использовать для прогноза землетрясений. Работы по выявлению средне- и

краткосрочных предвестников землетрясений БРЗ на базе мониторинга электромагнитного поля показывают хорошие результаты [7].

Проведенные исследования подтвердили выводы о том, что разломные зоны характеризуются сложной внутренней структурой, а также вариациями в их пределах потенциала естественного электрического поля. По нашему мнению, данные объекты являются перспективными для палеотектонических реконструкций и мониторинга состояния литосферы в режиме реального времени.

Авторы благодарны: доктору геол.-минер. наук К.Ж. Семинскому за руководство комплексными исследованиями разломных зон Прибайкалья, кандидатам геол.-минер. наук Д.Л. Авгулевичу и В.В. Оленченко за возможность проведения исследования с использованием оборудования ЧитГУ и ИНГГ СО РАН, а также за предоставленный фактический материал. Работы выполнены при поддержке ФЦП (госконтракт 02.740.11.00446) и программы СО РАН ОНЗ-7 (проекты № 6, 7).

Литература

1. Баласанян С.Ю. Динамическая геоэлектрика. Новосибирск: Наука. 1990. 232с.
2. Баласанян С.Ю. Высокочувствительные энергоактивные точки Земли (явление ВЭТ): ключ к дальнейшему пониманию физики землетрясений? // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 1. С. 83–99.
3. Иваненкова А.П., Карасев А.П. Исследование геологической информативности метода естественного электрического поля в динамическом варианте на безрудном объекте (на примере Муйского тоннеля БАМ) // Вестник ИргТУ. 2007. № 4 (32). С. 58–69.
4. Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 3. С. 389–393.
5. Кузьмин С.Б. Геолого-структурные и геоморфологические признаки областей динамического влияния разломов // Извест. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 7. С. 27–35.
6. Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В. Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 5. С. 446–455.
7. Мороз Ю.Ф. Аномалии геофизических полей в связи с сильным землетрясением на оз. Байкал 27.08.2008 г. // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Матер. Всерос. совещания. Иркутск. 2009. Т. 1. С. 175–176.
8. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
9. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики: Учеб. для вузов. М.: Недра, 1990. 501 с.
10. Плешанов С.П., Чернов Ю.А. О генетической связи кайнозойских разрывных нарушений западного Прибайкалья с разломами докембрийского заложения // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1971. С. 51–54.
11. Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. № 10. С. 9–18.
12. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “Гео”, 2003. 244 с.
13. Семинский К.Ж., Бобров А.А. Радоновая активность разломов (на примере Западного Прибайкалья и Южного Приангарья) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 881–896.
14. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 330–343.
15. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Авгулевич Д.Л. Структура разломных зон Приольхонья (Байкальский рифт) по данным полевой тектоно- и геофизики // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2008. Вып. 7 (33). С. 111–124.
16. Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизонной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
17. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

Б.Ф., Шевченко¹, Б.Г., Саксин², И.Ю. Рассказов²

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МОРФОСТРУКТУРЫ АМУРСКОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ (КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ)**

¹*Учреждение Российской академии наук Институт тектоники и геофизики
им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Учреждение Российской академии наук Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск*

При проведении исследований современного напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры и литосферы в целом неизбежно возникает проблема соотношения глубинного строения и морфологических особенностей рельефа земной коры.

Обычно решение подобного рода задач (расчеты модельных полей напряжений) как правило, производят в двухмерном варианте и они служат первым приближением при оценке напряженного состояния изучаемого тектонического, геологического, горно-геологического объекта [3, 4]. Для численных расчетов полей напряжений в нижнем полупространстве и для последующего моделирования состояния крупных тектонических структур и отдельных блоков земной коры необходимы трехмерные модели изучаемых объектов. Трудности, возникающие при их создании, компенсируются существенным повышением достоверности информации о напряженном состоянии для отдельных горно-геологических объектов и повышением точности прогноза природных и техногенных катастроф.

Авторы приступили к изучению современного напряженно-деформированного состояния Амурской тектонической плиты (включает в себя Амурский геоблок) в пределах ее континентальной части основываясь на результатах предыдущих исследований морфометрических характеристик рельефа поверхности земной коры [5], а также на основе (в увязке с) трехмерных моделей литосферы и земной коры.

В качестве тектонической основы для исследований был взят упрощенный вариант карты тектонического районирования восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, где с учетом предшествующих глубинных построений была локализована Амурская тектоническая плита в виде единого тектонического элемента [6, 8]. Схемы изопакит литосферного слоя, мощности земной коры Амурской плиты послужили основой для последующего анализа морфологических особенностей рельефа земной поверхности и напряженно-деформированного состояния исследуемой территории.

В качестве отраженной глубинной характеристики напряженно-деформированного состояния тектоносферы были использованы схемы деформаций земной поверхности Амурского геоблока по материалам интерпретации мелкомасштабных топографических карт и составленной на их основе схемы районирования по величинам средних отметок рельефа земной поверхности.

Общее представление о современном напряженно-деформированном состоянии исследуемой территории отражено на карте К.Г. Леви с соавторами [1], однако реальная ситуация в горнодобывающих районах обстоит сложнее из-за глубинных неоднородностей литосферы и её современного геодинамического режима.

По значениям изопакит литосферы Амурской тектонической плиты и их морфологии выделены области с относительно пониженными, 100 км и менее, и относи-

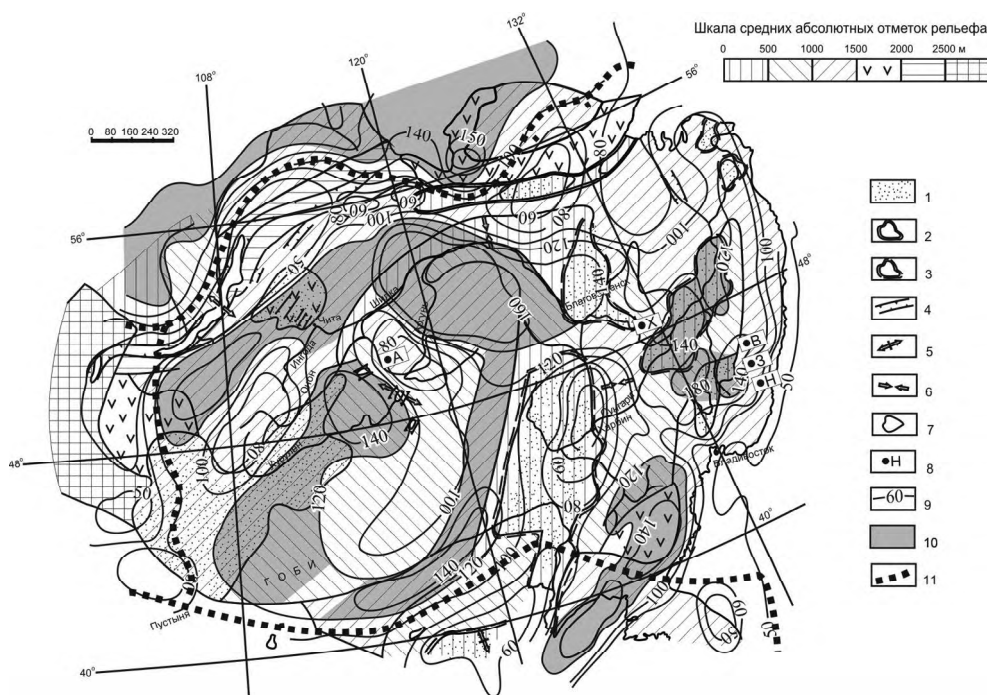


Рис. Схема районирования континентальной части Амурской тектонической плиты по средним абсолютным отметкам рельефа земной поверхности и областей сжатия - растяжения её литосферного слоя.

1 – выровненные и сглаженные поверхности современного рельефа, располагающиеся на разных высотных уровнях (или участки плиты, где слабо проявлено горообразование позднего этапа); 2 – межгорные впадины; 3 – рифтогенные впадины; 4 – современные рифтовые зоны; 5 – участки, где фиксируется современное растяжение земной коры; 6 – участки, где устанавливается современное сжатие земной коры; 7 – контуры площадей с разными средними абсолютными отметками рельефа; 8 – изучаемые в геомеханическом отношении горные объекты; 9 – изопакиты литосферного слоя; 10 – области сжатия; 11 – глубинная граница Амурской плиты.

тельно повышенными, 120 км и более, значениями мощности литосферного слоя. Исходя из представлений о том, что за счет литостатической нагрузки области с повышенными значениями мощности литосферы находятся преимущественно в состоянии сжатия, а областям пониженных значений мощности литосферы соответствуют областям относительного растяжения, нами на основании схемы изопакит были выделены соответствующие области (рис.).

О наличии режима растяжения литосферного слоя как современного, так и древнего, свидетельствует распределение известных в пределах тектонической плиты рифтогенных структур (Байкальская рифтовая система, Верхнезейская, и Удская рифтогенные впадины, впадины Сунляо и Амуро-Зейская, Япономорская глубоководная впадина). Чередование областей растяжения-сжатия литосферного слоя с запада на восток может быть увязано (проинтерпретировано) с развитием в этом направлении деформационных процессов, связанных с формированием в пределах Амурской тектонической плиты орогенных поясов и микроконтинентов в юре – нижнем мелу.

Из совместного анализа структуры распределения областей разного напряженного состояния литосферного слоя и районирования рельефа земной поверхности по средним абсолютным отметкам следует то, что делимость Амурской тектонической плиты на два геоблока Западный и Восточный имеет глубинную природу (рис.).

Эта глубинная делимость находит свое подтверждение в структурном рисунке рельефа подошвы земной коры. Она более сложная в Восточном геоблоке и менее сложная – в Западном. Современные деформации земной поверхности [5] в значительной степени коррелируются с построенной глубинной моделью земной коры. Усложнение глубинного структурного плана на уровне подошвы земной коры обусловлено наличием общего тренда омоложения процессов тектоно-магматической активизации с запада на восток. Согласно карте неотектоники северо-восточного сектора Азии [2] время начала проявления неотектонических процессов на территории Амурской плиты имеет тенденцию омоложения с запада на восток и с севера на юг. Оно оценивается средним и верхним палеогеном в западной и северной ее части и средним и верхним неогеном на Сихотэ-Алине. Соответственно в Становой и Монголо-Охотской части начало оценивается верхним палеогеном – нижним неогеном, а на востоке Монголии – нижним и средним неогеном.

Имеющиеся данные о времени формирования современного рельефа свидетельствуют о том, что произошедшие здесь деформационные процессы завершились к концу палеогена. Во всяком случае, своеобразным временным репером является завершение процессов формирования восточных структур Сихотэалинского орогена (неоген-четвертичные вулканические поля и зоны) и образование Япономорской глубоководной впадины (ранний и средний миоцен). Более молодые деформационные процессы на границах Амурской плиты проявляются в виде широких линейных зон коровой (северная, западная, южная граница плиты) и литосферной (восточная граница) сейсмичности, а также в наличии вращательной составляющей установленной для Амурской тектонической плиты по результатам GPS-измерений в исследуемом регионе [7].

Литература

1. Леви К.Г., Шерман С.И., Саньков В.А. и др. Карта современной геодинамики Азии. Масштаб 1: 5 000 000, ИЗК СО РАН, Иркутск, 2007 г.
2. Леви К.Г. Карта неотектоники Северо-Восточного сектора Азии. ИЗК СО РАН, Иркутск, 2008.
3. Назарова Л.А. Математическое моделирование кинематики плит Центральной Азии / Л.А. Назарова, Л.А. Назаров, П.Г. Дядьков // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. № 5. С. 3–9.
4. Рассказов И.Ю. Численное моделирование современного поля тектонических напряжений в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 5. С. 104–114.
5. Рассказов И.Ю., Саксин Б.Г. Обоснование расчетной модели для оценки напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры Амурского геоблока // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 96–101.
6. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1: 1 500 000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
7. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
8. Шевченко Б. Ф., Гильманова Г.З. Линеаментные структуры и металлогения восточной части Аргуно-Мамынского массива и сопредельных территорий // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья: Материалы Всерос. науч.-практ. конф. Улан-Удэ: ЭКОС, 2010. С. 197–200.

Б.Ф. Шевченко, Г.З. Гильманова, О.В. Рыбас

**ГЕОДИНАМИКА И ЛИНЕАМЕНТНЫЕ СТРУКТУРЫ АМУРСКОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ**

*Учреждение Российской академии наук Институт тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

При проведении исследований широким комплексом геолого-геофизических методов в пределах области сочленения Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирской платформы были получены результаты о взаимосвязях линейных структур рельефа земной поверхности, их статических характеристик с линейными характеристиками потенциальных геофизических полей (гравитационное, магнитное) [1]. Привлечение двухмерных моделей земной коры и данных о современной геодинамической активности этого участка исследований с применением ГИС-технологий позволили выполнить построение кинематической модели перемещения блоков земной коры, адекватной современным инструментальным измерениям (GPS-наблюдения, гипоцентры очагов землетрясений).

Объектом данного исследования является Амурская тектоническая плита, границы которой были уточнены на основании геологических данных и глубинных геофизических моделей (системы дизъюнктивных нарушений, схемы изопахит литосферного слоя и земной коры). Для пространства, занимаемого Амурской плитой с ее разнообразными границами (субвертикальные, наклонные) и сопредельными фрагментами иных тектонических плит [6] был выполнен анализ рельефа земной поверхности.

Исходные данные о рельефе были получены на основании космической радарной съемки с разрешающей способностью 90 метров/пиксель. Составленная цифровая модель рельефа с целью повышения информативности исходных данных, была обработана программным способом (реализация алгоритма О. В. Рыбаса). Результат этой обработки – цифровая модель модуля градиента рельефа (модель МГР) изучалась на наличие разнообразных структурных и статистических параметров (линеаменты, распределение плотности штрихов – элементарных линеаментов, линии вытянутости роз-диаграмм и т.д.) отражающих тектонические особенности Амурской плиты. Эти структурные статистические характеристики были получены с помощью программы WinLESSA [7].

Наиболее информативными в отношении палеогеодинамического режима отдельных областей континентальной части современной Амурской тектонической плиты оказались расчеты по распределению плотности штрихов (элементарных линеаментов) МГР. Установлено, что областям с повышенной плотностью штрихов (области растяжения литосферы) соответствуют мезозойско-кайнозойские рифтовые структуры. Это Байкальская рифтогенная зона, впадины Сунляо, Среднеамурская, Торомская, частично Амуро-Зейская, а так же расположенные практически на внешней границе плиты Верхнезейская и Удская. Области с пониженной плотностью штрихов (области сжатия литосферы) соответствуют орогенным поясам (каледонский Селенго-Становой) и микроконтинентам (докембрийские: Аргуно-Мамынский, Цзямусы-Буринский, Ханкайский). Наличие режима сжатия, для упомянутых элементов Амурской плиты, в значительной степени подтверждается глубинными моделями литосферы.

На основании схемы изопахит литосферы Амурский, Охотский и фрагментов иных сопредельных с ними тектонических плит [3,4] для пространства, занимаемого

Амурской плитой, выполнена интерпретация геодинамического состояния литосферного слоя. В начале, по значениям изопохит и их морфологии, были выделены области с относительно пониженными, 100 км и менее, и относительно повышенными, 120 км и более, значениями мощности литосферного слоя. Затем, исходя из представлений о том, что за счет литостатической нагрузки области с повышенными значениями мощности литосферы находятся преимущественно в состоянии сжатия, а областям пониженных значений мощности литосферы соответствуют областям относительного растяжения, были выделены соответствующие области деформации литосферного слоя. Чередование областей растяжения-сжатия литосферного слоя с запада на восток может быть увязано (проинтерпретировано) с развитием в этом направлении деформационных процессов, связанных с формированием в пределах Амурской тектонической плиты орогенных поясов и микроконтинентов в юре – нижнем мелу.

Остаточные явления, обусловленные историческими деформационными процессами, прослеживаются в разной степени до настоящего времени.

Особенности исторического и современного геодинамического режима Амурской плиты и составляющих ее тектонических элементов устанавливаются на основании результатов расчетов линеаментных структур МГР (рис.).

Структура блоковой делимости верхней части земной коры – результат интерпретации распределения линеаментов по площади континентальной части плиты, позволяет сделать предположение о том, что в процессе становления Амурской плиты (конец средней юры – нижнего мела [2]) при сближении Евразийской и Северо-Китайской тектонических плит для тектонических элементов вошедших в её состав, присутствовала вращательная составляющая направленная против часовой стрелки. До полосы 125° – 126° меридиана в.д. это северо-восточное простираание линеаментных систем, далее к востоку – субмеридиональное. Аналогичный структурный план имеют системы дизъюнктивных нарушений [9].

Таким образом, сочетание палеогеодинамического режима в виде процесса сближения Евразийской и Северо-Китайской тектонических плит, наличие своеобразной глубинной динамической волны охватывающей литосферный слой на всю его мощность (чередование зон растяжения-сжатия) должен обуславливать и современную вращательную составляющую Амурской плиты относительно Евразийской.

Результаты наблюдений и обработки GPS-данных свидетельствуют о наличии такого рода перемещений [8]. Расчеты, выполненные с привлечением данных ИТиГ ДВО РАН иных организаций на пунктах GPS-наблюдений, также свидетельствуют о наличии процесса вращения [5].

Разнонаправленные векторы перемещений GPS-пунктов локальных геодинамических сетей связаны с локальными перемещениями и вращениями отдельных блоков земной коры входящих в состав Амурской плиты (рис.)

Литература

1. Диденко А.Н., Гильманова Г.З., Шевченко Б.Ф. и др. Линейные геологические структуры юга Алдано-Станового щита и восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: анализ цифровых моделей рельефа, аномальных гравиметрического и магнитного полей // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Материалы научного симпозиума, Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 21–24.
2. Диденко А.Н., Каплун И.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика восточной части Центрально-Азиатского пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.

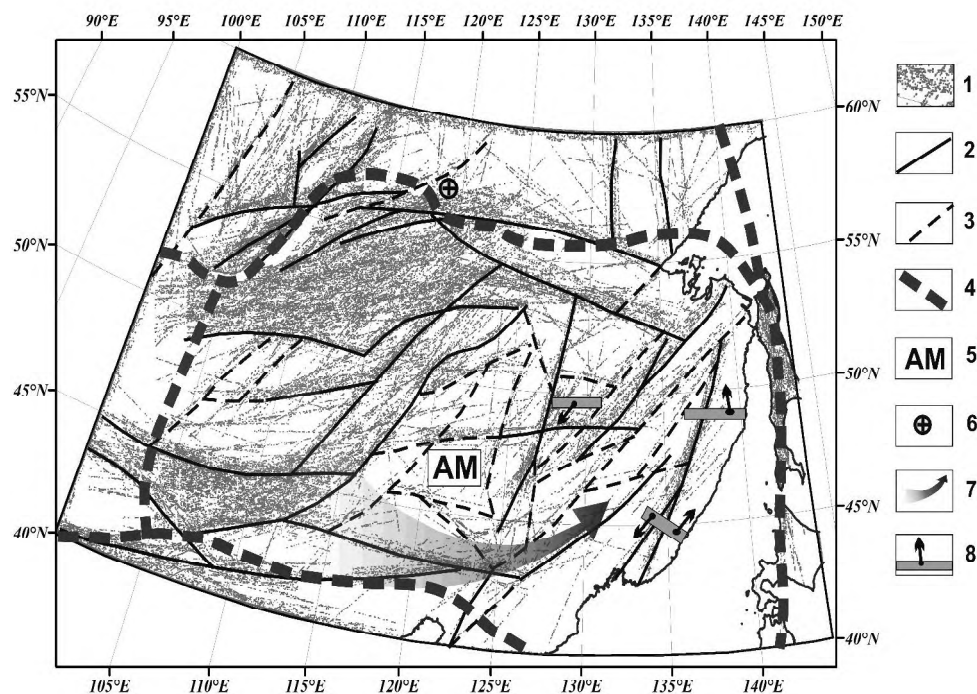


Рис. Схема блоковой делимости верхней части коры Амурской тектонической плиты по результатам линейментного анализа модуля градиента рельефа.

1 – зоны линейментов модуля градиента рельефа земной поверхности; блокообразующие границы: 2 – первого порядка, 3 – второго порядка; 4 – глубинные границы Амурской тектонической плиты; 5 – Амурская плита; 6 – полюс вращения Амурской плиты; 7 – направление вращения; 8 – локальные геодинамические полигоны. Стрелки указывают направления перемещений групп пунктов GPS наблюдений.

3. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
4. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Объясн. зап. к Тектонической карте масштаба 1: 1500000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с. (авторы: Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Горшко М.В. и др.). 264 с.
5. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPSизмерений (2003-2006 гг) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
6. Шевченко Б.Ф., Довбнич М.М. Геодинамика и глубинное строение литосферы восточной части Амурской плиты // Тектоника и глубинное строение востока Азии. VI Косыгинские чтения. Доклады всероссийской конференции 20-23 января 2009 г., Хабаровск, ИГи Г ДВО РАН, 2009. С. 144–147(сделан доклад).
7. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Computers&Geosciences. 1997. V. 23, N. 1. P. 45–62.
8. Mian Liu, Zhengkang Shen, Shimin wang at et al Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics // The Geological Societi of America, Special Paper 425. 2007. P. 299–318.
9. Tectonic Map of the Central Asian – Pacific Belts junction area, 1:1 500 000. Khabarovsk–Shenyang. 2001.

РАЗДЕЛ IV

СЕЙСМИЧНОСТЬ, СЕЙСМОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИКА

Д.Р. Акманова, А.В. Викулин

СКОРОСТИ МИГРАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ИХ
ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ОБЪЕМА ВЫБРОШЕННОГО МАТЕРИАЛА

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Исходные данные. С использованием составленной базы данных, включающей 6449 извержений 630 тихоокеанских вулканов за последние ~12 тыс. лет (9850 г. до н.э. ÷ 2008 г.), изучались пространственно-временные свойства распределения чисел извержений вулканов. Извержения классифицировались по величине $W = 1, 2, \dots, 7$, соответствующей объемам изверженного материала: $10^{4-5}, 10^{5-6}, \dots, 10^{10-11} \text{ т}^2$ [1, 4, 5, 12, 12].

Некоторыми исследователями [4, 7, 8, 9, 10, 11, 12] было показано, что миграция или “перемещение” вулканической активности в одну сторону возможна как в пределах отдельно взятых вулканических центров, так и вулканических дуг со скоростями: от $V = 3 \cdot 10^{-5} \div 2 \cdot 10^{-11}$ до $V = 100 \div 900$ км/год, соответственно. Видно, что значения скоростей миграции лежат в достаточно больших пределах и представлены двумя группами (“медленными” и “быстрыми”), которые, по-видимому, как и скорости миграции очагов землетрясений [3, 4], могут быть проинтерпретированы как “разномасштабные” закономерности.

Для исследования закономерностей миграции вулканической активности окраины Тихого океана сначала были выбраны вулканические извержения с $W \geq 6$ ($\geq 10 \text{ км}^3$). По данным составленной нами базы данных здесь за последние ~2250 лет (с 250 г. до н.э. по 1991 г. включительно) произошло 30 извержений 26 вулканов с $W \geq 6$. Исследование свойств распределения вулканических извержений в пространстве и во времени проводилось на плоскости с осями: L – расстояние вдоль окраины Тихого океана, t – время извержения. Оказалось, что почти все (28 из 30. 93 %) вулканические извержения группируются вдоль двух и семи примерно параллельных друг другу линий, средние скорости вдоль которых равны: $V_1 = 5 \pm 2$ км/год; $V_2 = 60 \pm 10$ км/год, соответственно [4, с. 324–327].

Новые данные по скоростям миграции. С целью исследования явления миграции был разработан алгоритм, позволяющий с использованием составленного нами электронного каталога выявлять все возможные пространственно-временные (миграционные) цепочки вулканических событий окраины Тихого океана [2, 5, 6].

По методике, описанной в [2, 5, 6], для разных диапазонов $W \geq 1; \geq 2; \dots, \geq 6$ за последние ~12 тыс. лет выявлялись все возможные миграционные цепочки, при условиях: число извержений в одной цепочке должно составлять 3 и более; одно событие один раз участвует в формировании цепочки.

Пример миграционной цепочки, полученной с помощью алгоритма приведен на рис. 1.

Как видно из рис. 1 извержения ($N = 11$) за период с 1310 по 1986 гг. формируют миграционную цепочку продолжительностью 676 лет, протяженностью 19784 км, и скоростью миграции в цепочке $V_1 = 30 \pm 2$ км/год.

Параметры всех выявленных миграционных цепочек приведены в таблице.

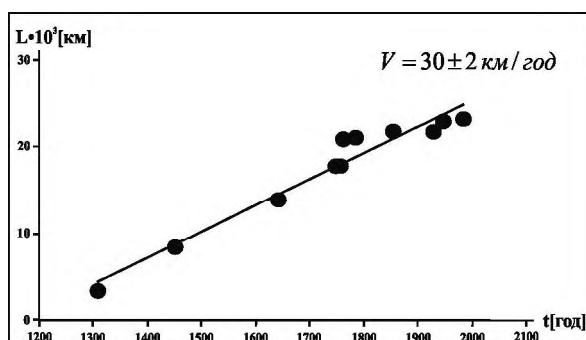


Рис. 1. Пространственно-временное расположение извержений вулканов окраины Тихого океана с $W \geq 4$ за 1310–1986 г. Всего за это время в пределах окраины Тихого океана произошло 167 извержений с $W \geq 4$.

Таблица. Параметры миграционных цепочек извержений вулканов с $W \geq W_0$; $1 \leq W_0 \leq 6$

W	p	ΔN	V , км/год	ΔT , год	ΔL , км
1	110	51	73	2151	19871
2	103	45	61	2282	19410
3	56	23	63	3492	20348
4	34	14	19	4473	21812
5	18	9	13	5012	22734
6	10	6	3	5052	15413

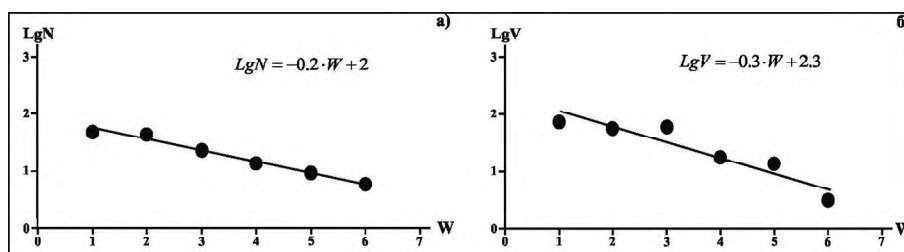


Рис. 2. Зависимости числа цепочек миграции N : $LgN = -0.2 \cdot W + 2$ (а); и скорости миграции вулканических извержений V : $LgV = -0.3 \cdot W + 2.3$ (б) от W .

Примечание: W – объем изверженного материала; p – число выявленных миграционных цепочек; ΔN – среднее число извержений в одной миграционной цепочке; V – средняя скорость в миграционной цепочке (км/год); ΔT , ΔL – их продолжительность (год) и протяженность (км) одной средней цепочки для каждого W_0 .

Анализ всех полученных данных показал, что выявляются следующие зависимости (рис. 2).

Выводы

Проведенные в работе исследования показали, что извержения вулканов, как и эпицентры землетрясений, мигрируют вдоль окраины Тихого океана. Скорость миграции имеет тенденцию уменьшаться с увеличением объема извергнутого ма-

териала (рис. 2б). При этом вся совокупность извержений последних ~12 тыс. лет всех вулканов окраины Тихого океана вполне закономерным образом распределена в пределах вулканического пояса (рис. 2), объединяясь, таким образом, в вулканический процесс.

Литература

1. Акманова Д.Р. Особенности вулканической активности окраин Тихого океана за последние 12 тыс. лет // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России: в 2 томах. Труды региональной научно-технической конференции. Т. 2. / Отв. ред. к.т.н. В.Н. Чебров и к.ф.-м.н. В.А. Салтыков. Петропавловск-Камчатский. 11–17 ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 151–156. (рус. язык)
2. Акманова Д.Р., Викулин А.В., Осипова Н.А. Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 22–27 сентября. Т.1. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 46–49.
3. Быков В.Г. Деформационные волны земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
4. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. П.-К.: Камчатский ГУ, 2009. 463 с.
5. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. и др. Периодичность катастрофических извержений и их миграция вдоль окраины Тихого океана // Вестник КамчатГТУ. 2009. № 10. С. 7–17.
6. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Литосфера. 2010. № 3. С. 5–11.
7. Леонов В.Л. О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 28–40.
8. Clague D.A., Dalrymple G.B. The Hawaiian – Emperor volcanic chain. Part I. Geologic Evolution // Volcanism in Hawaii. Chapter I. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1350. Washington. 1987. P. 5–54.
9. Berg E., Sutton G.H. Dynamic interaction of seismic and volcanic activity of the Nazca plate edges // Phys. of the Earth and Plan. Inter. 1974. N 9. P. 45–68
10. Lonsdale P. Geography and history of the Louisville hot spot chain in the southwest Pacific // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. N 34. P. 3078–3104.
11. Kenneth L., Tanaka E. M., Shoemaker G. et al. Migration of volcanism in the San Francisco volcanic field, Arizona // GSA Bulletin. February. 1986. V. 97. № 2. P. 129–141.
12. Sauer J. The westward migration of geophysical events in the Aleutians, Springs, 1986 // Cycles. 1986. V. 37, N 9. P. 203–204.
13. Simkin T., Siebert L. Volcanoes of the world (catalogue). Published in association with the Smithsonian Institution. 1993. 350 p. (<http://www.volcano.si.edu>)

А.В. Викулин¹, Т.Ю. Тверитинова²**ВИХРЕВЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ОЧАГЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г.**¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский²Московский государственный университет, г. Москва**Введение**

Чуйское 27 сентября 2003 г. 8–балльное землетрясение с $M_s=7.5$ – самое крупное на территории юго-восточной части Горного Алтая за инструментальный период сейсмологических наблюдений. Эпицентр его находился в центре развернутой Геофизической службой СО РАН в августе 2002 г. локальной сети сейсмических станций [Землетрясения, 2009] и в пределах Тункинского геодинамического полигона [Мазуров, 2010]. Землетрясение предварялось интенсивными деформациями всего региона [Муров, 2007], сопровождалось большим количеством афтершоков [Землетрясения, 2009] и образованием протяженной зоны сейсмогенных нарушений на поверхности Земли [Землетрясение, 2009; Лунина и др., 2005].

Геологические условия

Сейсмические события в сентябре-октябре 2003 года произошли в юго-восточной части Горного Алтая на границе Северо- и Южно-Чуйского хребтов с Курайско-Чуйской системой кайнозойских межгорных впадин. Главный толчок всей последовательности Чуйских землетрясений располагался между Северо-Чуйским блоком на ЮЗ и Чаган-Узунским блоком, разделяющим Курайскую и Чуйскую впадины, на СВ.

Система разломов района включает Курайский, Чарышко-Теректинский, Южно-Катунский (ЗСЗ простирания), Айгулакский (СЗ простирания), долины р. Талтура (субширотный) разломы и субпараллельные им более мелкие разрывные нарушения, а также менее выраженные в структуре разломы СВ простирания. Основными сейсмоконтролирующими структурами являются зоны глубинных разломов СЗ и широтного простирания, хотя разрывные нарушения других направлений также имеют признаки кайнозойской активизации. Плейстосейстовая область, характеризующая основной шов сейсмогенного разрыва Чуйского землетрясения имеет СЗ ориентировку и в одних случаях повторяет структурные направления палеозойского основания, в других – оказывается по отношению к ним секущим, но отражает ориентировку Алтайской системы в целом, будучи приуроченным к ее северо-восточному краю.

Развитие афтершокового процесса

[Землетрясения, 2009, с. 326–343]. Многочисленные афтершоки проявились в виде двух фаз, вторая из которых не являлась “простой линейной зоной”. Все облако афтершоков представляло собой некую трехмерную (и в плане и по глубине) вытянутую в северо-западном направлении структуру протяженностью около 100 км, в которой отсутствовал “единый разлом, а процесс заканчивается ветвлением и выходом на поверхность”, некоторые из блоков имели “двухрусное строение”, имели место “в плане загибы” и структуры “типа конского хвоста”. Афтершоковый

процесс интерпретируется как “сдвиг в блочной среде”. При этом блоки “имеют некоторую свободу совершать независимые друг от друга движения”, “появляются отличные друг от друга повороты блоков, задержки процесса во времени, и, вероятно, существуют точки бифуркации в развитии процесса”.

Строение плейстоценовой области

Образованная при землетрясении система сейсмодислокаций в целом представляет собой разломную зону СЗ простирания шириной не менее 4 км с характерной для правого сдвига внутренней структурой, которая определяется совокупностью закономерно ориентированных по отношению друг к другу структурных элементов. Согласно тектонофизическим представлениям, полученные закономерности распределения опережающих разрывов отвечают поздней дизъюнктивной стадии развития разлома, когда магистральный разрыв еще не сформировался полностью, но его сегменты уже отчетливо проявляются.

Анализ трещиноватости и кинематических особенностей дизъюнктивных структур позволили выявить динамическую обстановку землетрясения. Исходное поле напряжений, которое привело к формированию всего структурного ансамбля сейсмогенных деформаций при Чуйском землетрясении, соответствует сдвиговому типу с ССЗ, почти меридиональным, направлением оси сжатия и ВСВ, почти широтным, направлением оси растяжения.

Вторичные сейсмические деформации

В плейстоценовой области широко проявлены вторичные палеосейсмодислокации и современные сейсмодислокации – оползни, обвалы и каменные лавины, древние разжижения грунта, выбросы разжиженного материала в виде грязевых сопков и грифонов [Землетрясения, 2009; Лунина и др., 2005]. В распределении вторичных сейсмодислокаций отмечается их приуроченность в основном к узлам пе-



Рис. 1. Пример проявления грязевого вулканизма в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения при ее обследовании летом 2010 г. О.В. Луниной. Отложения грязи представлены в виде сдвоенного грязевого вулканчика. Диаметры кратеров 0.4 м при общей протяженности всей структуры около 1 м. В качестве масштаба приведены компас (в центральной части) и лопата.

ресечений структур различных направлений, где наблюдается максимальная раздробленность породных массивов грифонов [Лунина и др., 2006].

В ряде случаев наблюдались выбросы разжиженного материала, которые также были приурочены к аналогичным узловым зонам максимальной концентрации трещин растяжения. При выбросах жидкой массы, по-видимому, происходило увеличение скорости перемещения материала. В отдельных грязевых вулканах видно, что выброс происходил с участием “поворотного импульса” (рис. 1).

Обследование показало, что выброс грязевого материала происходил из обоих вулканчиков в одно время. Образованная “грязевая структура” имеет ярко выраженную вихревую форму, являющуюся прямым следствием вскрытия такой же по форме нарушения, образовавшегося при главном толчке Чуйского землетрясения или сразу после него на афтершоковой стадии.

На существование вихревых (поворотных) движений в очаге Чуйского землетрясения указывают также многочисленные примеры “вращения” камней в плейстоценовой зоне землетрясений», отдельные из которых “выпрыгивали” [Землетрясения, 2009, с. 352].

Геодезические измерения

Очаговая зона Чуйского землетрясения располагалась в пределах Тункинского геодинамического полигона, на котором сотрудниками Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН начиная с 1975 г. проводятся светодальномерные и триангуляционные 1 класса измерения. Поле горизонтальных движений на Горно-Алтайском полигоне перед Чуйским землетрясением 2003 г. представлено на рис. 2.

Согласно данным работ [Мазуров, 2007, 2010], есть основания полагать, что полученные к настоящему времени результаты инструментальных геодезических исследований на геодинамических полигонах характеризуют вращательную компоненту движения, как доминирующую.

Заключение

Блоковое строение геосреды в смысле А.В. Пейве и М.А. Садовского убедительно доказано инструментальными исследованиями на геодинамических полигонах, оснащенных измерительными приборами с достаточно высокой плотностью. Действительно, аномальные деформационные процессы, распространяющиеся как вдоль, так и поперек разломов, образуют пространственно-временные структуры [Кузьмин, 2009] – блоки, которые как твердые, с нулевой деформаций внутри, вра-

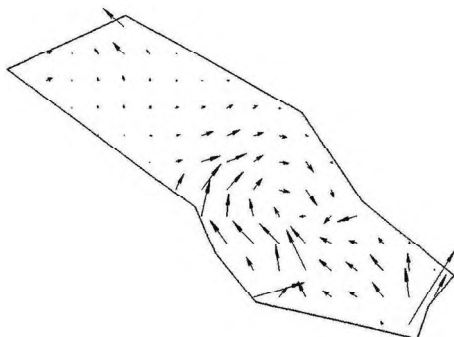


Рис. 2. Поле горизонтальных движений на Горно-Алтайском геодинамическом полигоне перед Чуйским землетрясением 2003 г. в пределах его будущей очаговой зоны [Мазуров, 2010].

щаются [Кузиков, Мухамедиев, 2010]. Взаимодействие блоков подчиняется законам волновой динамики [Быков, 2005]. Приведенные выше данные о движениях в очаговой зоне Чуйского землетрясения находятся в полном соответствии с общими выводами современной волновой блоковой геодинамики.

В рамках ротационной волновой модели геодинамического процесса, опирающейся на данные о сейсмических, вулканических и тектонических явлениях, протекающих в блоковых вращающихся средах, было показано существование нового типа ротационных упругих волн [Викулин, 2008, 2010], имеющих крутильную (вихревую) поляризацию [Викулин, 2003; Викулин, Тверитинова, 2007]. Вихревая форма грязевого выброса в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, подготовленного деформационными процессами в его очаге на форшоковой стадии (рис. 2) и затем реализованного вихревыми волновыми движениями в момент главного толчка и/или на афтершоковой стадии (рис. 1), подтверждает и этот вывод модели.

Таким образом, суммируя данные, представленные в работе, можно предположить: наблюдаемые при Чуйском землетрясении движения могли являться следствием «ветвления и выхода на поверхность афтершокового процесса», что проявлялось «выпрыгиванием» с «вращением» камней и/или вихревыми по форме следами проявления грязевой вулканической активности.

Авторы признательны О.В. Луниной за консультации, дискуссию и предоставление результатов полевого обследования эпицентральной зоны Чуйского землетрясения.

Литература

- Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
- Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПИ, 2003. 150 с.
- Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559–570.
- Викулин А.В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 2. С. 119–141.
- Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Энергия тектонического процесса и вихревые геологические структуры // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 372–374.
- Землетрясения Северной Евразии 2003. Обнинск: ГС РАН, 2009. 434 с.
- Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // Физика Земли. 2010. № 7. С. 33–51.
- Кузьмин Ю.О. Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. 2009. № 11. С. 44–59.
- Лунина О.В., Gladkov A.C., Новиков И.С., и др. Тектонофизический анализ зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 1. С. 58–61.
- Лунина О.В., Gladkov A.C., Новиков И.С., и др. Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., $M_s = 7.5$ (Горный Алтай) // Геотектоника. 2006. № 3. С. 52–69.
- Мазуров Б.Т. Некоторые примеры определения вращательного характера движений земных блоков по геодезическим данным // Геодезия и картография. 2010. № 10. С. 58–61.
- Мазуров Б.Т. Поля деформаций Горного Алтая перед Чуйским землетрясением // Геодезия и картография. 2007. № 3. С. 48–50.

Е.Г. Вологина¹, М. Штурм², С.С. Воробьева³

**СЛЕДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1912 ГОДА В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ
(ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)**

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды,
г. Дюбендорф, Швейцария

³Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск

В Южном Прибайкалье в первой половине 1912 года были отмечены сильные землетрясения, которые, вероятно, послужили причиной выброса больших объемов газа (возможно, метана) в водную толщу озера Байкал и в атмосферу в районе станции Шарыжалгай Кругобайкальской железной дороги. Это явление наблюдалось местными жителями в виде “водяных столбов в несколько сажен высотой” и нашло отражение в региональной прессе [1]. Для поисков следов этих событий в донных отложениях Байкала в марте 2010 года в районе исследования была отобрана колонка осадков (БАК10-5) на глубине 1300 м. Координаты точки отбора: 51°43.030' с.ш. 104°58.572' в.д. Керн был разрезан по вертикали, сфотографирован, выполнено литологическое описание разреза, измерена магнитная восприимчивость отложений, проведен диатомовый анализ (шаг опробования – 1 см). В интервале 0–15 см определены концентрации биогенного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{биог.}}$) и общего органического углерода ($\text{C}_{\text{орг.}}$).

Отложения представлены переслаиванием пелагических биогенно-терригенных илов и турбидитов. Турбидиты характеризуются более крупнозернистым гранулометрическим составом и градационной текстурой, свидетельствующей об их генетической связи с суспензионными потоками. В интервалах 0–1 см и 8.7–11.4 см наблюдаются два окисленных слоя коричневого и коричнево-черного цветов. Между ними отмечается слой алевроито-пелитового осадка со значительным содержанием наземных растительных остатков и слюдяных частиц (рис.). Наличие захороненного окисленного слоя (интервал 8.7–11.4 см) указывает на резкое увеличение скорости осадконакопления после его образования. Таким образом, осадки в интервале 1–8.7 см, перекрывающие этот окисленный слой, представляют большой интерес.

Значения магнитной восприимчивости (МВ) повышены в турбидитовых слоях. В том случае, когда в основании турбидитов залегает грубозернистый песок, эта величина максимальна (до 98 единиц СИ). В пелагических биогенно-терригенных илах МВ изменяется от 10 до 50 единиц. В интервале 1–8.7 см МВ составляет около 50 единиц (рис.).

Биогенный кремнезем в верхних 15 см разреза изменяется в широких пределах. В пелагических илах $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ составляет 22.7–35.5 %. Пониженные значения (от 12.2 до 19.9 %) отмечаются в интервале 1–8.7 см. В то же время этот слой характеризуется повышенными концентрациями (до 5.13 %) органического углерода. Во вмещающих осадках $\text{C}_{\text{орг.}}$ не превышает 3.5 %.

Содержания микрофоссилий варьируют по разрезу: планктонные диатомеи составляют 6.1–197.9 млн ств/г, бентосные – 0.44–2.74 млн ств/г, цисты золотистых – 1.14–41.2 млн экз/г, спикулы – 10–80 тыс. экз/г. Доминанты представлены

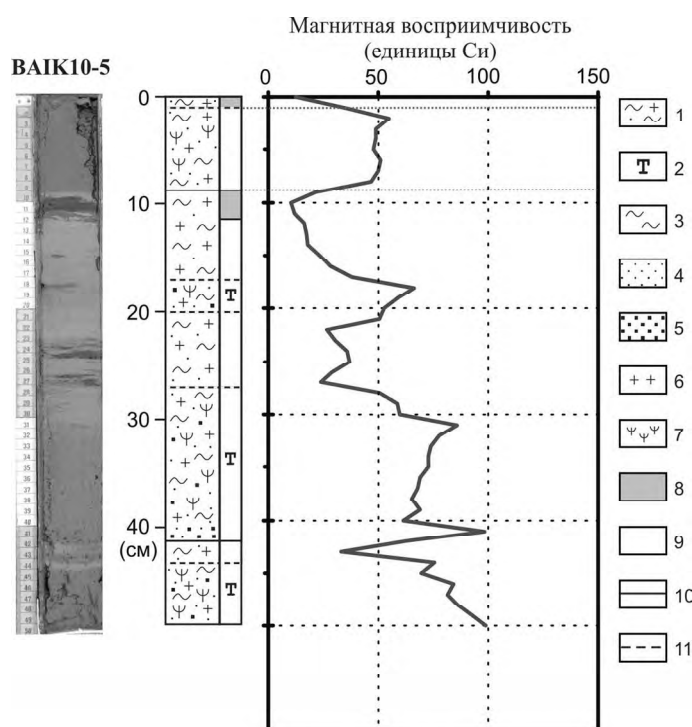


Рис. 1 Фотография колонки ВАК10-5, литологическое строение разреза и магнитная восприимчивость осадков.

Левый столбец: 1 – пелагический ил, 2 – турбидит; 3–5 – типы осадков (фракции): 3 – пелит, 4 – алевроит, 5 – песок; 6 – диатомеи, 7 – наземные растительные остатки. Правый столбец: 8 – окисленный осадок, 9 – восстановленный осадок. 10 и 11 – границы между слоями (10 – четкие, 11 – нечеткие). Примечание: буквой “Т” отмечены турбидиты.

Aulacoseira baicalensis (0.8–57.5 %), *A. islandica* со спорами (0.2–20.3 %), *Cyclotella minuta* (14.7–97.4 %), *Synedra acus* et var. (0.1–19.4 %); сопутствующие виды – *Stephanodiscus meyerii* (0.04–6.9 %), *Cyclotella baicalensis* (0.12–3.1 %), *Synedra ulna* var. *danica* (0.01–0.45 %), *Cyclostephanos dubius* (0.01–0.17 %). В небольшом количестве отмечаются *Aulacoseira granulata*, *A. ambigua*, *A. subarctica*, *Melosira varians*, *Ellerbekia teres*, *Stephanodiscus inconspicuus*, *St.sp.* Плиоцен-плейстоценовые виды (14 таксонов) представлены родами: *Stephanodiscus*, *Cyclotella*, *Tertiarius*, *Stephanopsis*, их доля составляет 0.01–0.14 % от общей численности. Разнообразно представлены бентосные диатомеи – 83 таксона (73 %) из 26 родов, в отличие от планктонных – 31 таксон (27 %) из 10 родов. В интервале 1–8.7 см и в турбидитовых слоях (интервалы 17–20, 27–41.3, 43.3–49 см) отмечается пониженное общее содержание диатомей, повышенная доля бентосных организмов и наличие створок перетолженных древних видов.

Таким образом, слой осадков в интервале 1–8.7 см отличается от вмещающих его отложений по ряду признаков. Значительное содержание наземных растительных остатков, пониженная численность створок планктонных диатомовых водо-

рослей, повышенная доля бентосных и древних диатомей, незначительные содержания $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ и в то же время повышенные концентрации $\text{C}_{\text{орг}}$ свидетельствуют о том, что источником материала в значительной степени являются береговая и мелководная зоны Байкала. Мы предполагаем, что образование данного слоя связано с землетрясением 1912 года. В данное время проводится датирование отложений свинцовым методом, что позволит подтвердить или опровергнуть этот вывод.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (ГК № 02.740.11.0018, П1242, П2504, задания РНП 2.2.1.1/1483, 2.1.1/1539, 2.2.1.1/5901 НОЦ “Байкал”), гранта № 85145 Швейцарского федерального института науки и технологии окружающей среды и проекта № 16.17 программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Радзиминович Я.Б., Щетников А.А., Вологина Е.Г. “Метановое извержение” на Байкале в 1912 году как эффект сильного землетрясения // Докл. РАН. 2010. Т. 432, № 3. С. 356–359.

Т.К. Злобин^{1,2}, А.Ю. Полец^{1,2}

**СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ И ПОДВИЖКИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
ЮЖНЫХ КУРИЛ (РАЙОН О-ВА ИТУРУП) ПО МЕХАНИЗМАМ ОЧАГОВ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

¹ *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г.Южно-Сахалинск*

² *Сахалинский государственный университет, г.Южно-Сахалинск*

Курильские острова, расположенные в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану находятся в зоне чрезвычайно высокой сейсмичности. Особенно активными являются фланги дуги. Всем памятно катастрофическое Шикотанское землетрясение с $M_w=8.2$, произошедшее 4 октября 1994 года на Южных Курилах [1]. На Средних Курилах, несмотря на отсутствие в течение относительно длительного времени сильных землетрясений (магнитудой более 7) в 2006 и 2007 годы произошли катастрофические Симуширские землетрясения с магнитудой $M_w=8.3$ и 8,1 [3], а также серия сильных толчков в последующие годы [2, 4].

Для изучения землетрясений, особенно таких, большое значение имеет сейсмотектоника. Особый интерес такие исследования представляют именно в этой высокосейсмичной области и тем более на одном из самых ее активных флангов – на Южных Курилах. Поэтому настоящие исследования осуществлены здесь в районе наиболее крупного, хорошо изученного сейсмическими и геологическими методами острова Итуруп. Были выполнены глубинные сейсмические исследования методами ГСЗ и МОВЗ [5], позволившие выявить внутреннюю глубинную структуру земной коры и верхней мантии до глубин 100 км и построить глубинный разрез.

Настоящая работа заключается в построении карты эпицентров землетрясений рассматриваемого района за последнее десятилетие (с 2000 по 2009 г.г.) (рис.), ее анализе и изучении механизмов очагов землетрясений. Кроме того, построен глубинный разрез гипоцентров землетрясений литосферы, для чего на разрез были вынесены данные о глубинной структуре, геологии и тектонике Южных Курил, который будет детально рассмотрен позже. Для работы был использован каталог Японского метеорологического агентства (NIED – National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention) [7], который был для района исследований наиболее полным из рассмотренных каталогов землетрясений (СФ ГС РАН, NEIC, Гарвардского). При этом мы исследовали конкретный район о-ва Итуруп, также как и вышеназванный сейсмический разрез, ограничив область исследования по глубине – до 100 км, то есть литосферой.

Анализ по величине угла наклона PL к горизонту оси промежуточного напряжения N, главных осей напряжений и их азимутов, а также нодальных плоскостей (DP1, DP2) позволил определить типы сейсмодислокаций в очагах землетрясений. Установлено, что в основном в литосфере этого района распространены подвижки типа взброс (11 шт.) и сброс (7 шт.). Меньше имеется сдвигов (4 шт.), пологих надвигов (3 шт.) и еще меньше поддвигов (2 шт.) (рис.). Распределение типов подвижек по площади неравномерно и дано ниже.

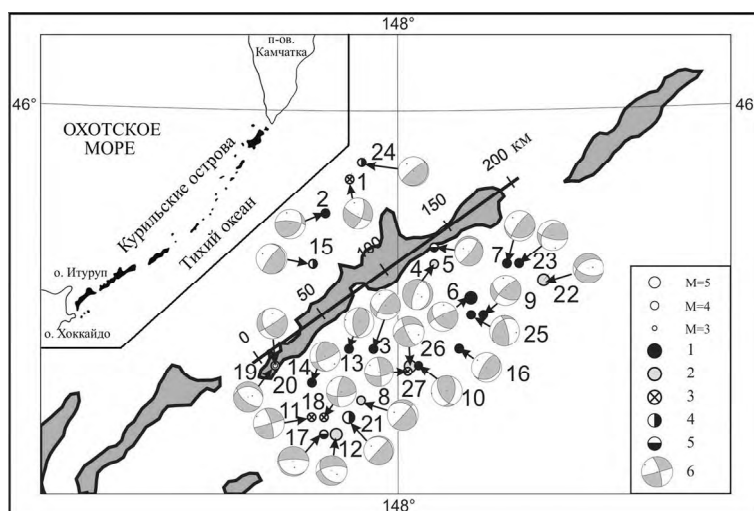


Рис. Эпицентры землетрясений в районе исследований.

1–5 – типы подвижек: 1–взбросы, 2–сбросы, 3–сдвиги, 4–надвиги, 5–поддвижки; 6 – стереограмма фокальных механизмов очагов землетрясений. Размер кружков соответствует магнитуде землетрясений: $M=5$, $M=4$ и $M=3$.

Взбросы имеют место в литосфере в основном под приостровным склоном Южно-Курильского прогиба [6], а также в Южно-Охотском прогибе в 30 км к северо-западу от острова Итуруп (землетрясение №2). **Сбросы** распространены по периферии изучаемой площади юго-восточнее вышеназванной области взбросов (рис.). В основном они распространены под подводным продолжением Малокурильского поднятия. Сдвиги, видимо, приурочены к зонам разломов. **Сдвиг** (№1) установлен в нескольких десятках километров севернее о-ва Итуруп на траверзе вулканов Чирпой и Богдана Хмельницкого и зоне регионального разлома, проходящего в северо-восточном направлении параллельно простиранию острова и дуги [6]. Остальные сдвиги (№11, 18, 21, 27) расположены в полосе протяженностью около 100 км такого же направления восточнее острова под Южно-Курильским прогибом и продолжением Малокурильского поднятия также в зоне регионального разлома.

Пологие надвиги и поддвижки в изученном районе установлены за истекший период на локальных участках, однако аппроксимировать их с какой-либо одной зоной сложно. Севернее острова Итуруп в Южно-Курильском прогибе были зафиксированы надвиги (№15, 24), которые, как и сдвиг (№1) могут быть связаны с зоной регионального разлома и мегасдвига, установленных по геолого-геофизическим данным и проходящие здесь северо – восточнее острова [6]. С аналогичной разломной зоной, безусловно, связан и пологий поддвижок (№17) установленный в 20–30 км в Южно-Охотском прогибе севернее острова на траверзе вулкана Буревестник. Поддвижок №5 установлен под о-вом Итуруп в районе перешейка Ветровой в очаге землетрясения на глубине 8 км. Причем, зная глубину гипоцентров этих очагов (5–14 км) можно судить о глубине этого сейсмоактивного мегасдвига и разлома.

Таким образом, при рассмотрении механизмов очагов землетрясений и карты их эпицентров в районе о-ва Итуруп можно заключить, что в основном здесь распространены подвижки типа сброс и взброс, а сейсмодислокации иного типа – сдвиги, надвиги и поддвиги имеют локальное распространение.

Наиболее информативнее является глубинный разрез гипоцентров землетрясений. При его построении на глубинный сейсмический разрез через о-в Итуруп, основанный на сейсмических данных ГСЗ и МОВЗ [5] мы нанесли проекции гипоцентров землетрясений и их механизмы. Это позволило на основе анализа полученных данных судить о современной динамике и сейсмотектонике глубинных структур литосферы юга Курильской островной системы. На разрезе выделены слои и блоки с разными преимущественными подвижками: взбросового и сбросового типа, подвиг, надвиг и сдвиг, а также их положение на глубине.

Анализ, осуществленный на основе типов подвижек и решений механизмов очагов землетрясений, позволяет выполнить реконструкции реальной динамики земной коры, о возможности которой на примере южных районов Сахалина и Курильских островов мы изложили ранее в работе [3].

Полученные результаты позволяют сделать основные выводы.

1. Выявлено закономерное распределение современных тектонических подвижек. В земной коре на глубинах до 10–20 км, где в блоках имеет место чередование всех типов сейсмодислокаций. Под вулканическими хребтами Стокап и Буревестник (ПК8-10), а также вулканами Тебенькова, Баранского (ПК12-19) отмены надвиги и поддвиги (рис. 1). В центральном блоке (ПК10-12) между этими хребтами под заливом Касатка и вулканом Иван Грозный, а также юго-западнее под влк. Медвежий зафиксированы взбросы (№ 2, 23). По краям острова, в юго-западной части под вулканами Стокап (ПК8) – Берутарубе (ПК1) и северо-восточнее вулкана Медвежий (ПК22-24) – сбросы (19, 20, 22).

2. С переходным слоем от коры к мантии можно определенно связывать ряд землетрясения №7, 9, 14, 23 и 25 на глубины от 35 до 56 км, подвижки в очагах которых, были взбросовые. В верхней мантии на большей части профиля (центральной и восточной) на глубинах до 100 км преобладали практически также взбросовые подвижки.

3. В западной половине разреза в верхней мантии на глубинах 50–80 км выявлена область, где имели место сдвиговые и надвиго-поддвиговые подвижки. При этом они практически полностью соответствуют слою ограниченному сейсмическими границами обмена M_3 и M_5 [5]. С северо-востока эта область, видимо, оборвана по глубинному разлому, разделяющему зоны разных типов подвижек (взбросы от сдвигов, надвигов и поддвигов).

4. Ниже описанной области, на глубинах более 80 км выделена зона сбросовых подвижек, выклинивающийся к северо-востоку.

Таким образом, анализ пространственного положения землетрясений на карте эпицентров и глубинном разрезе их гипоцентров, типов подвижек, установленных по механизмам очагов землетрясений позволил установить особенности современной глубинной сейсмотектоники и геодинамики литосферы в районе Южных Курил. Изложенная методика исследований может быть применена для аналогичных исследований земной коры и верхней мантии всей Курило-Камчатской зоны и других регионов.

Литература

1. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Левин Б.В., Сафонов Д.А., Полец А.Ю., Рудик М.И. Вариации поля упругих напряжений и основные сейсмодислокации в очаговой зоне Шикотанского землетрясения 4(5) октября 1994 года // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 6. С. 820–823.
2. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г.(M=8,3) и 13 января 2007 г.(M=8,1) и глубинного строения земной коры средних Курильских островов // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 111–115.
3. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. О возможности реконструкции реальной динамики земной коры (на примере южных районов Сахалина и Курильских островов) // Докл. РАН. 2009. Т. 427, № 6. С. 829–832.
4. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. Серия сильных и катастрофических Симуширских землетрясений 2006–2009 годов: основные особенности и сейсмотектоника очаговых зон // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 531–535.
5. Злобин Т.К. Строение литосферы в районе о.Итуруп по сейсмическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. №3. С. 33–41.
6. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона // Харахинов В.В., Туевов И.К., Бабошина В.А. и др. М.: Национальный геофизический комитет РАН, 1996. 337 с.
7. <http://www.fnet.bosai.go.jp> National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention.

А.Г. Иванчин, А.В. Викулин

ТЕПЛОВОЙ СРЫВ ПРИ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Введение. Наша планета Земля представляет собою достаточно сложную систему. Для решения той или иной задачи, связанной с описанием ее свойств, обычно, применяется известный прием: Земля разбивается на области с постоянными свойствами, для каждой области решается упрощенная задача и на границах областей полученные решения “сшиваются”.

С точки зрения механики сплошной среды, основополагающими факторами при расчете напряжений, возникающих в веществе Земли при его движении, являются симметричность тензора напряжений [8] и блоковое, с собственными моментами блоков [9, 11], строение Земли [9, 10]. Одним из результатов движения Земли является сейсмический процесс или совокупность землетрясений, каждое из которых представляет собою “снятие” упругих напряжений с границ соответствующих блоков. Таким образом, решением задачи о поле упругих напряжений Земли является построение теории сейсмического процесса, опирающейся на такие основополагающие факторы [1–5].

Ротационная упругая модель [1–5]. Решение задачи о движении одного отдельно взятого блока существенным образом будет определяться инерционными эффектами, приводящими к специфическим явлениям, которых нет в инерционных (не вращающихся) системах. Вращение планеты приводит к тому, что неподвижный относительно Земли объем (блок), фактически, ориентирован в пространстве и имеет момент импульса, который направлен параллельно оси ее вращения. Перемещение такого блока можно представить как комбинацию двух движений. Первое – блок перемещается так, что его ориентация относительно оси вращения Земли сохраняется, изменяется только расстояние до нее. Такое движение известно как движение под действием силы Кориолиса.

Для твердого тела наиболее интересным является второе возможное движение блока, при котором расстояние до оси вращения Земли остается постоянным, изменяется направление его момента импульса. Изменить направление момента импульса (направление вращения) можно только за счет приложения момента силы. Напряжения в твердом теле, в отличие от давления в газе или жидкости, описываются не потенциальной функцией. Поэтому упругие напряжения во вращающемся блоковом твердом теле могут, как создавать, так и являться переносчиком момента силы, изменяющего направление вращения блока.

Построена ротационная модель сейсмического процесса, в которой “генераторами” упругих напряжений во вращающейся Земле являются блоки с собственными моментами. Сдвиговое напряжение, создаваемое таким блоком, определится из следующего выражения:

$$\tau = 6\pi^2 \frac{R_0^4 \Omega}{r^3} \sqrt{\frac{\rho G}{15}} \sin \beta / 2 \quad (1)$$

Здесь R_0 – размер блока, $r \geq R_0$ – расстояние от центра блока, Ω – угловая скорость вращения Земли вокруг своей оси, ρ – плотность среды, G – ее модуль сдвига, β – угол, на который повернулся блок. Анализ показал, что для сильных землетрясений величины углов поворота блоков составляют малую величину $\beta \approx 10^{-4}$ рад.

Модель теплового срыва [6, 7]. Скорость пластической деформации $\dot{\epsilon}$ задается соотношением:

$$\dot{\epsilon} = z \exp\left(-\frac{E - \gamma\tau}{RT}\right) \quad (2)$$

Здесь E – энергия активации пластической деформации, τ – сдвиговое напряжение в плоскости скольжения, γ – активационный объем, T – температура, R – газовая постоянная, z – предэкспоненциальный множитель, $\tau\dot{\epsilon}$ есть удельная мощность тепловыделения. Величины E , γ , z определяются экспериментом по пластическому деформированию.

Тогда одномерное уравнение теплопроводности запишется:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \tau\dot{\epsilon} \quad (3)$$

Здесь c – теплоемкость, ρ – плотность вещества, λ – коэффициент теплопроводности. Начальное условие $T = T_0$. Взяв в качестве масштабов, температуры, длины, времени величины

$$T_m = \frac{RT_0^2}{E}, \quad R_m = \frac{\lambda T_m}{\varepsilon_0 \tau} \exp\left(\frac{E - \gamma\tau}{RT_0}\right), \quad t_m = \frac{c\rho T_m}{\varepsilon_0 \tau} \exp\left(\frac{E - \gamma\tau}{RT_0}\right) \quad (4)$$

при деформировании в термоактивируемой области, когда $RT \ll E - \gamma\tau$, уравнение (3) с учетом (4) представляется в безразмерном виде [12]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial \eta} = \frac{\partial^2 \theta}{\partial \chi^2} + \exp \theta \quad (5)$$

Здесь безразмерные $\theta = (T - T_0)/T_m$ – температура, $\chi = x/L$ – координата и $\eta = t/t_m$ – время. Полученное уравнение (5) удобно тем, что не содержит никаких параметров рассматриваемой задачи. Результаты численного расчета при постоянном сдвиговом напряжении представлены на рисунке, на котором показано три профиля безразмерной температуры в три момента безразмерного времени.

Из данных на рисунке следует, что из небольшой флуктуации температуры порядка $T_m/10$ в области размером $\sim R_m$ за время $\sim t_m$ появляется прогретая полоса, а значит полоса сдвига, толщиной $\sim R_m$, в которой температура составляет $\sim 10T_m$. В пределах этой “прогретой” полосы и сосредоточена пластическая деформация, амплитуда которой на несколько порядков выше, чем в пределах остальной части деформируемого объема. Поскольку протяженность полосы скольжения, в пределах которой осуществляется течение, много больше его толщины, то применение одномерного уравнения теплопроводности оправдано.

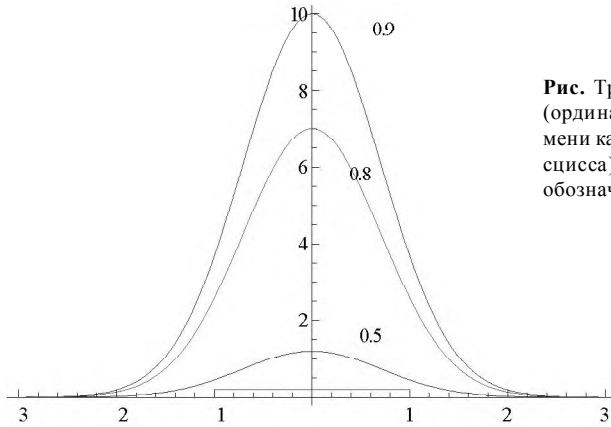


Рис. Три профиля безразмерной температуры (ордината) в три момента безразмерного времени как зависимость безразмерной длины (абсцисса). Начальная флуктуация температуры обозначена прямоугольником внизу.

Оценки показывают, что для реальных параметров литосферы толщина области пластического срыва R_m составляет десятки метров, время t_m — десятки секунд (время, в течение которого и происходит сильное землетрясение), величина разогрева T_m — сотни градусов.

Физика процесса заключается в следующем. Движение мантии приводит к пластическому течению литосферы. Пластическое течение направлено таким образом, чтобы уменьшить величину сдвигового напряжения, движение же мантии, наоборот — стремится его увеличить. Если бы пластическая деформация протекала однородно по всему объему, то никаких “тепловых срывов” не было бы. В этом, объемном (V), случае для снижения сдвигового напряжения до нуля, требуется незначительная пластическая деформация порядка $\varepsilon_v \approx 10^{-3}$, при которой объемный разогрев незначителен и тепловое самоускорение пластической деформации невозможно.

В “блоковой” же литосфере имеются выраженные неоднородности, локальные полосы скольжения (L), в пределах которых пластическая деформация ε_L на порядки больше, чем в “объемном” случае $\varepsilon_L \gg \varepsilon_v$ и может достигать значений $\varepsilon_L \geq 1$, а вне полос скольжения она близка к нулю $\varepsilon_L \approx 0$. В результате чего и происходит достаточно быстрое перемещение (поворот) блока, то есть — землетрясение.

Для инерционного очага землетрясения [1–5] сдвиговое напряжение, как следует из (1), убывает с удалением от блока (очага землетрясения) как R_0^3/r^3 ; на поверхности очага, $r = R_0$, напряжение максимально и составляет:

$$\hat{\tau} = 6\pi^2 R_0 \Omega \sqrt{\frac{\rho G}{15}} \sin \beta / 2$$

В силу экспоненциальной зависимости тепловыделения от напряжения (2) сдвиг будет сильно локализован вблизи поверхности инерционного очага, где напряжения максимальны.

Заключение

В силу экспоненциальной зависимости скорости деформации от напряжения (2), механизм “зацепления” плит и блоков друг за друга, широко распространенный в настоящее время в геодинамике, становится “ненужным” (маловероятным).

Предложенный в работе механизм “взрывного” тепловыделения может также оказаться перспективным при решении важной геодинамической задачи о взаимосвязи сейсмичности и вулканизма. И, в том числе – мест расположения, как корней действующих вулканов, так и их магматических очагов.

Литература

1. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Учебное пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
2. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559–570.
3. Викулин А.В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. V. 1, № 2. С. 119–141.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Модель сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 1997. Т. № 2. С. 20–25.
5. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Ротационная модель сейсмического процесса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 95–103.
6. Иванчин А.Г. Тепловой срыв при пластической деформации. Диссертация на соискание уч. ст. канд. физ. – мат. наук. Томск: ИФПМ СО РАН, 1982, 105 с.
7. Иванчин А.Г., Викулин А.В. Модель теплового взрыва при пластической деформации и землетрясении // Материалы Всероссийской конференции “Школа по фундаментальным основам моделирования обработки материалов” и научно-технической конференции “Математическое, вычислительное и информационное обеспечение технологических процессов и систем”. Комсомольск-на-Амуре, 26-28 октября 2010 г. Комсомольск-на-Амуре: ГОУВПО “КнАГТУ”. 2010. С. 22–25.
8. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Физматлит, 2003. 264 с.
9. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 3. С. 36–54.
10. Садовский М.А. Геофизика и физика взрыва. Избранные труды. М.: Наука, 2004. 440 с.
11. Седов Л.И. Механика сплошной среды. Т. 1. М.: Наука, 1973. 536 с.
12. Франк-Каменецкий Д.А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.: Наука, 1987.

**А.В. Кендзера¹, В.Д. Омельченко¹, В.В. Кутас¹,
Ю.А. Андрущенко²**

**ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ В 2005–2011 гг.**

¹Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина

²Главный центр специального контроля НКА Украины, г. Макаров-1, Украина

Введение

По историческим сведениям известны проявления локальной сейсмичности на Восточно-Европейской платформе (ВЕП), в том числе в восточных, центральных и западных районах Украины. При наиболее сильных землетрясениях по макросейсмическим данным интенсивность сотрясений в эпицентрах (I_0) в баллах по шкале MSK-64 соответствовала 7 (1873 г.), 6 ± 1 (1670, 1937 гг.), 6 ± 0.5 (1875, 1903, 1950 гг.) и 5 ± 1 (1721, 1822 гг.) [7].

В период инструментальных наблюдений в западной части ВЕП в пределах территории Украины зарегистрированы землетрясения с магнитудой $M = 1.5–3.6$ в Тернопольской области (1963, 1969, 1984, 1995, 1997, 2002 гг.), с $M = 2.9–3.4$ на границе Черновицкой и Винницкой областей вблизи Новоднестровской ГЭС (1984, 1989) [6].

Особое внимание к проявлению платформенной сейсмичности и необходимости создания пунктов наблюдений на платформе привлекло землетрясение в Тернопольской области 03.01.2002 г., $M = 3.6$, сопровождавшееся афтершоками на протяжении 4 месяцев [5].

Изучение сейсмичности западной части ВЕП цифровой аппаратурой проводится с 2005 г. Организованы 4 пункта сейсмических наблюдений, которые входят в карпатскую сеть станций Института геофизики НАН Украины, состоящую из 17 пунктов наблюдений, расположенных в разных частях Карпатского региона. В северо-западной части платформы на Украинском щите (УЩ) организована локальная сейсмологическая сеть Главного центра специального контроля (ГЦСК) Национального космического агентства Украины. Элементы сети, расположенной в районе г. Малин, входят в Украинскую сейсмическую группу (УСГ) – PS-45, являющуюся составной частью Международной системы мониторинга. УСГ оснащена короткопериодными вертикальными датчиками, расположенными в скважинах, и трехкомпонентным широкополосным сейсмометром, установленным в шахте.

**Анализ природы и параметров сейсмических событий,
зарегистрированных разными группами станций**

Согласно литературным данным, в некоторых районах платформенных территорий завышен уровень сейсмичности за счет включения промышленных взрывов в каталоги землетрясений. В ряде работ рассмотрена проблема “засорения” каталогов землетрясений взрывами в карьерах [4, 9].

В каталогах землетрясений Карпатского региона [11, 12] представлены данные о землетрясениях, очаги которых находятся в западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – в Днестровском прогибе и на Украинском щите (УЩ).

В отношении тектонического происхождения большого числа (n) сейсмических событий, зарегистрированных на щите, возникли сомнения. (За 2005 г. приведены сведения о 22 землетрясениях с магнитудой $M = 1.4 - 2.7$; за 2006 г. – $n = 30$, с $M = 1.4 - 2.4$; за 2007 г. – $n = 7$, с $M = 2.0 - 2.6$).

Результаты анализа происхождения сейсмических событий, зарегистрированных на УЩ в 2005–2007 гг., представленных в каталогах [11, 12, 13] как землетрясения, рассмотрены в работе [2]. Использованы методические приемы, основанные на исследовании волновых форм сейсмических сигналов и их спектрального состава [1]. По спектрограммам записей станциями ГЦСК установлено, что большинство сейсмических событий, зарегистрированных на УЩ, приведенных в каталогах сейсмологических бюллетеней – взрывы в гранитных карьерах.

Сопоставлены параметры землетрясений – значения времени возникновения сейсмических событий в очаге (T_0), координаты эпицентров (φ, λ), глубина очагов (h) и магнитуда, рассчитанные по записям разных групп станций (карпатской и УСГ). Сделано переопределение этих параметров с учетом данных обеих групп, при котором использованы данные о времени вступлений Р и S-волн на тех карпатских станциях, которые расположены на платформе.

Согласно данным каталогов карпатской группы станций, глубина очагов находится в интервале значений 2–6 км, то есть все зарегистрированные в 2005–2007 гг. сейсмические события рассматриваются как землетрясения. В “Каталоге местных сейсмических событий, зарегистрированных сейсмологической сетью станций Главного центра специального контроля НКАУ с 2005 по 2010 год” нет сведений о глубине очагов, которые служат косвенной информацией о природе возникновения событий. По результатам анализа записей станциями ГЦСК происхождение событий (слабоинтенсивное тектоническое землетрясение или промышленный взрыв) устанавливается по особенностям спектрального состава объемных и поверхностных волн. В частности по спектрограммам определено, что из 17 рассмотренных событий с $M = 1.8 - 2.9$, представленных в [11, 12] как землетрясения, только 6 имеют тектоническую природу, остальные – мощные взрывы в промышленных карьерах [2].

Очаговые зоны землетрясений, зарегистрированных в 2005–2011 гг.

Эпицентры большинства землетрясений с $M > 2.0$ находятся на Вольно-Подолье и юго-западном крае Украинского щита.

Эпицентры 16 вольно-подольских тектонических событий с $1.8 \leq M \leq 2.7$ сосредоточены на площади примерно $50 \text{ км} \times 50 \text{ км}$, в центре которой находится эпицентр землетрясения 3.01.2002 г. ($M = 3.7$), проявившийся на поверхности сотрясениями с интенсивностью 6 баллов [5]. Большинство эпицентров расположено в районе локальных нарушений земной коры неглубокого заложения. Согласно схеме системы разломов [3], эти нарушения могут рассматриваться как продолжение региональных разломов. Несколько эпицентров находятся севернее – в районе Кременецкой возвышенности. Очаг землетрясения 16.10.2008 г. расположен вблизи регионального мантийного Сущано-Пержанского разлома.

На юго-западном крае УЩ в Подольской зоне разломов в районах городов Ново-Днестровск и Могилев-Подольский в течение 1984–2003 гг. зарегистрированы землетрясения с $M = 2.1 - 3.6$ [6]; интенсивность сотрясений при наиболее сильных соответствовала 5 баллам. В 2005–2010 гг. зарегистрировано 9 землетрясений

с $M = 2.0-2.9$ и 8 землетрясений с магнитудой $M = 1.4-1.9$. При землетрясении 22.10.2006 г., $M = 2.4$ вблизи эпицентра произошли сотрясения с $I_0 = 4$ балла [12].

Несколько землетрясений зарегистрировано в других районах щита. В северной части щита 12.03.2006 г. произошло землетрясение с $M = 2.9$; эпицентр его, рассчитанный по данным 12 станций [12], находится на Коростенском плутоне – в зоне Центрального мантийного разлома. В западной части УЩ 17.03.2008 г. отмечено землетрясение с $M = 2.5$; эпицентр по данным о координатах, представленным в каталоге ГЦСК, относится к зоне регионального Хмельницкого разлома.

В центральной части УЩ станциями УСГ зарегистрированы землетрясения 25.12.2007 г. и 14.01.2011 г. – наиболее сильные из всех, произошедших на рассматриваемой территории ВЕП в 2005–2011 гг., значение магнитуды 3.7 и 3.9. Сведения о землетрясении 25.12.2007 г. – возникновении очага в сложном в тектоническом отношении районе, механизме и глубине его залегания, координатах эпицентра, значении магнитуды по данным разных источников и макросейсмическом проявлении с $I_0 = 5$ баллов приведены в работах [8, 10]. Очаг землетрясения находится в шовной зоне, разделяющей Ингульский и Среднеприднепровский мегаблоки земной коры, в районе Криворожско-Кременчугской зоны разломов. Согласно результатам предварительной обработки записей землетрясения 14.01.2011 г. в ГЦСК и данным EMSC, очаг также расположен в Криворожско-Кременчугской зоне разломов.

Заключение

В 2005–2011 гг. в западной части Восточно-Европейской платформы зарегистрированы локальные землетрясения с $M = 1.4-3.9$; большинство эпицентров – на Вольно-Подоллии и в юго-западной части Украинского щита. На Вольно-Подоллии отмечено 16 землетрясений с $M = 1.8-2.7$ на площади, ограниченной по широте $49.3-50^\circ N$, по долготе от 25 до $26^\circ E$.

В юго-западной части Украинского щита на границе с Днестровским прогибом в Подольской зоне региональных разломов произошло 9 землетрясений с $M = 2.0-2.9$ и 8 с $M = 1.4-1.9$.

В других частях щита зарегистрировано 5 землетрясений. Эпицентры двух землетрясений (12.03.2006 г., $M = 2.9$ и 17.03.2008 г., $M = 2.5$) находятся в северо-западной части щита в зонах региональных разломов – Центральной и Хмельницкой. В центре щита – в районе регионального Криворожско-Кременчугского разлома, ограничивающего шовную зону, разделяющую два мегаблока земной коры, зарегистрированы землетрясения 25.12.2007 г., $M = 3.7$ и 14.01.2011 г., $M = 3.9$. В южной части щита на крае Приазовского массива на Центрально-Приазовском разломе находится эпицентр землетрясения 31.07.2006 г., $M = 3.7$.

Отмечены различия $0.1-0.5^\circ$ в координатах эпицентров локальных землетрясений, рассчитанных по записям отдельных групп станций, которые связаны с небольшим числом станций в каждой из групп и расположением их в узких азимутальных створах. Необходимо расширение сети цифровых сейсмических станций в западной части Восточно-Европейской платформы, в первую очередь – организация пунктов наблюдений в районе г. Тернополь, где в последние годы отмечена высокая плотность эпицентров землетрясений с $M = 2.0-2.7$, и в центральной части щита, в которой зарегистрированы сейсмические проявления с $M = 3.7$ и 3.9 .

Литература

1. Андрущенко Ю.А., Гордієнко Ю.А. Аналіз ефективності застосування критеріїв ідентифікації вибухів і землетрусів для локальних та регіональних подій в умовах платформної частини України // Геофиз. журн. 2009. Т. 31, № 3. С. 121–129.
2. Андрущенко Ю.А., Кутас В.В., Кендзера А.В., Омельченко В.Д., Гордиенко Ю.А., Калитова И.А. Природа сейсмических событий, зарегистрированных на западе Украинского щита в 2005–2007 гг. // Геофиз. журн. 2010. 32, № 2. С. 64–74.
3. Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. Разломно-блоковая тектоника Вольно-Подольи. Кинематический анализ // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, № 1. С. 56–70.
4. Годзиковская А.А., Бугаевский А.Г., Афанасьева И.И. Проблема “засорения” региональных каталогов землетрясений местными взрывами // Физика Земли. 1993. № 1. С. 53–69.
5. Кендзера О.В., Вербицкий С.Т., Стасюк А.Ф., Пронишин Р.С., Гурова И.Ю. Землетрус 3 січня в Тербовлянському районі Тернопільської області // Вісн. КНУ. 2002. Вип. 23/24. С. 106–109.
6. Кендзера А.В. Юго-западные регионы Восточно-Европейской платформы // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Шарова Н.В., Маловичко А.А., Щукина Ю.К.) Кн. 1. Землетрясения. Российская Академия наук Геофизическая служба, Карельский научный центр Институт геологии. Петрозаводск, 2007. С. 310–327.
7. Кутас В.В., Кендзера А.В., Омельченко В.Д., Дрогицкая Г.М., Калитова И.А. Проявления сейсмичности в XVIII–XX вв. и потенциально сейсмоопасные зоны западной части Украины // Геофиз. журн. 2006. Т. 28, № 4. С. 3–15.
8. Кутас В.В., Омельченко В.Д., Дрогицкая Г.М., Калитова И.А. Криворожское землетрясение 25 декабря 2007 г. // Геофиз. журн. 2009. Т. 31, № 1. С. 42–52.
9. Меметова Н.С., Пустовитенко Б.Г. Особенности динамических характеристик сейсмических волн промышленных взрывов и местных землетрясений Крыма // Сейсмол. бюл. запад. зоны ЕССН Украины и Молдовы за 1990 год. Киев: Наукова думка, 1994. С. 180–187.
10. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Пустовитенко А.А., Складар А.М. Инструментальные и макросейсмические данные о процессах в очаговой зоне Криворожского землетрясения 25 декабря 2007 года // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 2. С. 75–97.
11. Сейсмологический бюллетень Украины за 2005 год. Севастополь. 2007. 204 с.
12. Сейсмологический бюллетень Украины за 2006 год. Севастополь. 2008. 296 с.

Б.М. Козьмин¹, Л.П. Имаева², В.С. Имаев²

**СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ШЕЛЬФА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ
ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО**

¹ *Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

² *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

По наблюдениям за XX – начало XXI веков Северный Ледовитый океан и Северо-Восток Азии пересекает Арктико-Азиатский сейсмический пояс, соединяющий проявления землетрясений в Арктике и Тихоокеанском регионе. Он служит границей между Североамериканской, Евразийской и Охотоморской литосферных плит на расстоянии более 8 тыс. км. По сейсмотектоническим особенностям в нем выделяется несколько зон: Арктическая (хр. Гаккеля), Лаптевоморская (шельф моря Лаптевых), Хараулахская (северное окончание Верхоянского хребта) и система хребтов Черского. Лаптевоморская зона является переходной между срединно-океаническим хр. Гаккеля и континентальными структурами Северного Верхоянья и хр. Черского. Восточную часть шельфа моря Лаптевых между меридианами 120° и 139° в.д. занимает окраинно-континентальной рифтовая система северо-западной (субдолготной) ориентации протяженностью до 600 км и шириной 350–400 км. Она представлена грабенами (Усть-Ленский, Чондонский, Бельковско-Святоносский, Ляховский и др.), которые разделяются поднятиями: Центрально-Лаптевским, Шелонской структурной террасой, Столбовским горстом и др.) и имеют северо-западное простирание [1–3].

Сейсмические проявления в акватории Северного Ледовитого океана от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых представлены «цепочкой» эпицентров землетрясений, тяготеющей к хр. Гаккеля. За время инструментальных наблюдений в нем отмечено более 500 мелкофокусных землетрясений с магнитудой по Рихтеру $M=3.5-7.0$. Пересекая материковый склон, «линейная» сейсмичность хр. Гаккеля на шельфе моря Лаптевых «расплывается» и охватывает почти всю территорию между Новосибирскими островами, Таймыром и дельтой реки Лены, образуя внутри несколько полос эпицентров землетрясений. Главная полоса сейсмичности с крупными событиями ($M=5.5-7.0$) тянется на юго-восток от хребта Гаккеля до Янского залива вдоль восточного края моря Лаптевых и определяет положение границы между Евразийской и Североамериканской литосферными плитками [3]. Большинство землетрясений этой зоны группируется вдоль названных грабенов рифтовой системы. На геологическом профиле, составленном в Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН [4] по материалам сейсмопрофилирования «Севморгеологии» и пересекающим рифтовую систему моря Лаптевых от дельты р. Лены до Новосибирских островов, отчетливо выделяется узкий Бельковско-Святоносский грабен, к которому тяготеет максимум местной сейсмичности. Грабен расположен между поднятиями Восточно-Лаптевским, Столбовым и Новосибирских островов и вытянут в юго-восточном направлении от материкового склона к побережью на 500 км при ширине от 30 до 70 км. Вдоль его бортов фиксируется система сбросовых уступов, смещающих комплекс осадочных толщ от эоценового до четвертичного возраста. В магнитном поле, которое на шельфе моря Лаптевых практически однородно в отличие от резкой полосовой картины магнитных анома-

лий, характерной для линейной структуры хребта Гаккеля, названный грабен не отражается. Напротив, гравитационное поле на шельфе представлено системой узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, вытянутых от континентального склона шельфа к побережью. В частности, Бельковско-Святоносскому грабену в поле силы тяжести соответствует отрицательная линейная аномалия до -20 мГл, конфигурация которой в точности повторяет очертания Бельковско-Святоносского рифта (БСР). Этот факт, учитывая, что наиболее контрастно в аномалиях поля силы тяжести отмечаются границы блоков разного тектонического происхождения, может подтвердить существующее представление о заложении БСР вдоль предполагаемого разломного шва между Новосибирско-Чукотским и Верхоянским складчатыми поясами [4].

Структура БСР на всем протяжении охвачена сейсмическими проявлениями, которые следятся, начиная от участка севернее о. Бельковский к юго-востоку мимо о. Большой Ляховский и далее к южному континентальному окончанию Бельковско-Святоносского грабена. Магнитуда уже отмеченных здесь землетрясений соответствует $M=3.5-6.2$, а интенсивность в эпицентре может достигать 9 баллов по шкале MSK-64. Гипоцентры подземных толчков довольно равномерно располагаются на глубинах 6–30 км в пределах земной коры, мощность которой близка к 32–34 км [2], а на южных флангах Нижнеленской, Нижнеянской и Омолойской впадин на континентальной части составляет 25–30 км [3]. Меньшая сейсмическая активность выявлена в Чондонском, Широноском и других грабенах. Тип разрывных нарушений, господствующих в восточной части шельфа моря Лаптевых, обусловлен рассматриваемой рифтовой системой, возникшей и развивавшейся в кайнозойе на продолжении спредингового хребта Гаккеля. Сейсмогенными здесь являются субдолготные и северо-западные сбросы, которые контролируют границы грабенов и структуру их внутренних частей, а также субортогональные им сдвиги широтного и северо-восточного простирания, смещающиеся отложения рифтовых впадин и их сбросовые ограничения. Усть-Ленский грабен, который одно время рассматривался как первичное продолжение хр. Гаккеля имеет меньший уровень сейсмичности, чем грабены, расположенные восточнее, и, вероятно, является более древним, отмершим рифтовым сегментом.

На фоне диффузной сейсмичности по краям шельфа моря Лаптевых параллельно главной полосе обнаруживаются еще две полосы слабых землетрясений: западная – Лено-Таймырская и восточная – Новосибирских островов. Первая – через дельту р. Лены вдоль побережья Оленекского залива моря Лаптевых пересекает Хатангский залив вблизи о. Б.Бегичев и тянется к полуострову Таймыр. Вторая – в виде субдолготной линии эпицентров фиксируется к северу от Усть-Индибирского рифта на побережье через акваторию Восточно-Сибирского моря к Благовещенскому проливу между островами Фаддеевский и Новая Сибирь. В Лено-Таймырской полосе за последние 50 лет зарегистрировано свыше 300 слабых землетрясений. Внутри нее наблюдается ряд отдельных максимумов сейсмичности: в Оленекской протоке дельты р. Лены и Оленекском заливе моря Лаптевых с подземным толчком 1980 г. с $M=5.4$ и небольшой серией афтершоков (около 20); вблизи полуострова Терпай-Тумса в виде роя землетрясений 1987–1988 г. (43 толчка), среди которых отмечено сильное событие 1987 г. с $M=5.1$; восточная оконечность полуострова Таймыр, где на его побережье и примыкающем мелководном шельфе произошло

до 10 землетрясений. Самыми значительными из них были сотрясения 1964, 1973, 1986, 1990 и 1996 гг. в интервале магнитуд $M=3.5-5.0$. Лено-Таймырская полоса сейсмичности приурочена к зоне влияния Лено-Анабарского краевого шва Сибирской платформы, который прослеживается под покровом мезозойских и кайнозойских отложений одноименного прогиба между устьями рек Лены и Анабара. Он отчетливо диагностируется по линейной магнитной аномалии и градиентной ступени силы тяжести. В частности, в дельте р. Лены наблюдается протяженная Быковско-Ленская полоса максимумов гравитационных аномалий, соответствующих крупному выступу древних высокоплотных пород фундамента, которая пространственно совпадает с Оленекским сектором Верхоянского складчатого пояса [3]. Сейсмичность полуострова Таймыр связывается с современными тектоническими движениями, выявленными по результатам среднемасштабной геологической съемки [5]. Они фиксируются вдоль молодых разломов, которые в северо-западном и близдолготном направлениях пересекают субширотные древние мезозойские структуры. Особенно отчетливо “живые” разломы трассируются на участках современной перестройке гидросети, которая связана с перехватом долин рек. При этом, реки изменяют свое русло, приспособляясь к трассам разломов. Чаще всего разрывные нарушения выражены прямолинейными отрезками речных долин с каньонообразным профилем. Сюда также тяготеют участки повышенной трещиноватости горных пород. Анализ геологических образцов показал, что разломы северо-западного и субдолготного простираний отражают позднемезозойскую активизацию и влияют на формирование и размещение рудных формаций. К зонам влияния таких молодых разломов приспособились долины рек Ленивая, Толевая, Нижняя Таймыра и другие, которые текут вкрест простирания субширотного хребта Бырранга. На востоке Таймыра сформировались два высокогорных массива: Заозерновский и Высотный с абсолютными отметками до 1146 м. Массивы резко выделяются на фоне среднегорного рельефа с высотами до 400–700 м. Здесь обнаруживаются прямолинейные отрезки речных долин северо-западной и субдолготной ориентации, указывающие на систему современных “живых” разломов, секущих рассматриваемые массивы. Возможно, к одному из таких разломов приурочены проявления сейсмичности, зарегистрированные на востоке Таймыра. Они выражены субдолготной цепочкой эпицентров землетрясений на западном фланге Лено-Таймырской полосы, секущей полуостров Таймыр вдоль берега Прончищева примерно по границе древних (карбон-пермь) отложений с кайнозойскими осадочными толщами. В составе этой группы толчков отмечено самое крупное Таймырское землетрясение 09.06.1990 г. с $M=5.0$. Число событий во второй (восточной) полосе землетрясений в районе Новосибирских островов и Восточно-Сибирском море значительно меньше, чем в Лено-Таймырской зоне. Здесь за последние 60 лет отмечено лишь несколько десятков слабых землетрясений. Самое крупное событие имело место 15.12.1973 г. с $M=4.9$ в Восточно-Сибирском море. Оно сопровождалось небольшой последовательностью афтершоков. Шельф Восточно-Сибирского моря имеет выровненный рельеф и характеризуется однородным магнитным полем. Однако в поле силы тяжести его западная часть восточнее Ляховских островов пересекается рядом фрагментов небольших положительных и отрицательных аномалий северо-западного простирания, куда и приурочена выявленная здесь полоса слабой сейсмичности.

Анализ 25 фокальных механизмов землетрясений с $M=5.5-6.2$, произошедших в 1960–2003 гг. на юго-восточном окончании арктического хребта Гаккеля и шельфе моря Лаптевых показывает, что все их решения в пределах главной эпицентральной зоны (границы между Евразийской и Североамериканской плитами) соответствуют механизмам растяжения или трансенсии с одной или двумя плоскостями разрыва, параллельными простиранию грабенов, что подтверждает наличие устойчивого поля тектонических напряжений растяжения, ориентированного субширотно вкост простирания основных структурных элементов, а подвижки в очагах землетрясений соответствуют сбросам. Механизмы очагов землетрясений другой Лено-Таймырской полосы также характеризуются сбросовыми смещениями, но азимут действия напряжений растяжения при сравнении с подобными в главной сейсмической полосе шельфа моря Лаптевых меняется здесь с широтного на северо-восток-юго-западный.

Наибольший интерес представляют два фокальных механизма: Таймырского землетрясения 1990 г., отмеченного на западной окраине шельфа моря Лаптевых, и Ляховского события 1973 г., возникшего восточнее на шельфе Восточно-Сибирского моря. Механизм очага Таймырского землетрясения показал, что простирание обеих плоскостей разрыва – субдолготное и совпадает с простиранием трасс фиксируемых в рельефе молодых разломов на Таймыре. Одна из них круто (угол 70°) падает на запад, а другая – под небольшим углом (20°) на восток. Подвижка по первой возможной плоскости разрыва соответствует взбросу, а по второй – надвигу. Главные напряжения сжатия и растяжения были ориентированы в субширотном направлении (азимут соответственно 268 и 88°) под углами в 25° и 55° к горизонту. В очаге Ляховского землетрясения 1973 г. одна из плоскостей сместителя была ориентирована в направлении юго-восток-северо-запад (азимут 156°) с крутым падением на юго-запад (угол 66°), другая – близширотная (азимут 277°) с падением на северо-восток (угол 41°). Движение в очаге – взброс.

Выявленные полосы эпицентров землетрясений (Лено-Таймырская и Новосибирских островов) совместно с главной полосой, возможно, оконтуривают на шельфе моря Лаптевых два блока: западный (Лаптевский) и восточный (Новосибирских островов), расположенных по обе стороны от границы Евразийской и Североамериканской плит. При этом, на западной границе Лаптевского блока (район Таймыра) и восточной границе блока Новосибирских островов (шельф Восточно-Сибирского моря) по данным фокальных механизмов действует режим сжатия как реакция на рифтинг, господствующий в пределах главной полосы эпицентров. Это также подтверждают скорости видимого поднятия побережья моря Лаптевых, устанавливаемые по длительным рядам наблюдений за уровнем Мирового океана. Так, при вычитании из последних значения скоростей движения уровня океана за примерно 10-летний период измерений скорости современного тектонического поднятия для полуострова Таймыр составили $+(1-2)$ мм/год, а для о. Б. Ляховский (полярная станция “Мыс Шалаурова”) они едва достигали $+0.5$ мм/год. При этом, западная часть о. Б. Ляховский испытывала поднятие, а восточная – опускание [6].

Таким образом, современная геодинамическая обстановка на шельфе моря Лаптевых, возникшая при взаимодействии крупных Евразийской и Североамериканской литосферных плит, способствовала образованию здесь двух блоков (Лап-

тевского и Новосибирских островов), что, возможно, и объясняет почему линейная сейсмичность в хр. Гаккеля становится “диффузной” на шельфе моря Лаптевых.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09–05–98588–р_восток_a).

Литература

1. Грамберг И.С., Деменецкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта // Докл. АН СССР, 1990. Т. 11, № 3. С. 689–694.
2. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. С-П.: ВНИИОкеанология, 1996. 185 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
4. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М 1:2.5 млн / Отв. ред. Н.А. Богданов и В.Е. Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 1998. 127 с.
5. Геологическая карта Горного Таймыра. М. 1: 500 тыс. Объясн. зап. Красноярск: ПГО “Красноярск-геология”, 1986. 177 с.
6. Стовас М.В. Молодое тектоническое поднятие побережья морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161, № 1. С. 193–194.

А.А. Коковкин

НОВЕЙШИЕ ПРОЦЕССЫ В ЭВОЛЮЦИОНИРУЮЩЕЙ СТРУКТУРЕ
СИНЕГОРСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ: ТЕКТОНИКА,
СЕЙСМОТЕКТОНИКА И РУДОГЕНЕЗ

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Синегорская рудно-магматическая система (СРМС) расположена на востоке Азии, на юго-западе Ханкайского массива – реликтового блока протоплатформы, неоднократно трансформированного в ходе развития Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов (ЦАПП и ТОПП, соответственно). Здесь представлен фрагмент ее эволюционной модели, составленной по результатам проведенных ранее поисковых и прогнозных работ на уран (Коковкин, 1981–1998), [2–5] и скорректированной в ходе дальнейших исследований (рис.).

Начало формирования СРМС связано с образованием в силуре кольцевого гранитного батолита с интрузиями лейкогранитов в его внутренней части и синхронной им структуры Приханкайского свода. Развитие СРМС контролировала ортогональная система глубинных разломов ЦАПП. Позднее она была неоднократно активизирована и трансформирована структурами ТОПП, имеющими преимущественно диагональную (северо-восточную) ориентировку. В СРМС проявлено три этапа рудогенеза: 1) **каледонский** с флюоритовым, полиметаллическим и редкометалль-

Этапы рудогенеза	Геол. возраст	Этапы развития	Геологические реперы	Уровень трансформаций, км
4	Q ₁	Рост Сихотэ-Алинского орогена, сдвиг-надвиговая тектоника, эрозия положительных морфоструктур САО и впадин южной части АХР.	Коры выветривания, платобазальты, осадки кайнозойских впадин.	Аверт. до (+1) Эроз. срез до 0.5.
	N-Q ₁	Активизация глубинных разломов с развитием траппового магматизма. Низкотемпературный метасоматоз.	Коры выветривания, платобазальты. Аргиллизация в кайнозойских базальтоидах и осадках.	A=±n*10м
	P ₂	Заполнение АХР и САО. Эрозия Синегорской горст-антиклинали с препаацией интрузии.	Коры выветривания, осадки кайнозойских впадин, Синегорская интрузия, субинтрузии кленовского комплекса.	Аверт.-до (-2) в АХР, до (+1) в структуре САО.
	K ₂ -P ₁	Орогенез с магматогенным режимом. Внедрение Синегорской интрузии с формированием одноименной горст-антиклинали	Гранодиориты Синегорской интрузии, осадки Раздольнинской впадины	Аверт.-до (+1)
	J ₁ -K ₁	Тихоокеанская трансгрессия с формированием Раздольнинской впадины.		Аверт.-до (-1.5) в Раздольнинской впадине.
3	P ₂	Пограничная активизация Ханкайского массива с формированием ВТС.	Вулканииты Горно-Хуторской ВТС, образования вулканогенно-карбонатно-терригенной формации Арсеньевского прогиба.	A=±1.0
	C ₂ -P ₁	Эрозия поднятых блоков СРМС. Среднеамплитудная активизация в условиях общего роста ПХС.	Субвулканы и малые интрузии светляковского, лунзенского и кленовского комплексов.	Эрозионный срез на севере СРМС до 1 км. A=1.5
	D ₂ -C	Раскол и эрозия ПХС. Формирование системы вулканотектонических структур (ВТС).	Покровные и субвулканические фации вулканитов базальт-трахириолитовой формации, Мопасса базальтного слоя девон-карбонных ВТС.	A=(-3.5) внутри ВТС. 0.5 - срез на их обрамлении
2	S ₂ -D ₁	Формирование кольцевого гранитного батолита и структуры Приханкайского свода (ПХС)	Массивы силурийских гранитов батолитовой формации.	A=(+2.5)
1				

Рисунок. Основные этапы развития структуры Синегорской РМС. В левой графе рисунка – этапы рудогенеза: 1–3. Эндогенный (1 – флюорит-редкометалльный, каледонский; 2 – урановый, герцинический; 3 – уран-полиэлементный, плиоценовый). 4 – Экзогенный и полигенный уран-полиэлементные, плиоцен-четвертичные.

ным орудением Вознесенского и Ярославского рудных районов; 2) **герцинский**, сформировавший объекты Синегорского ураново-рудного района; 3) **новейший**, с которым связано образование уран-полиэлементного орудения в осадочном чехле и в структурах фундамента кайнозойских рифтогенных впадин.

Наиболее масштабные **преобразования СРМС** связаны с внедрением по северо-восточной системе Синегорского разлома трещинной интрузии гранодиоритов, трансформировавшей ее структуру с образованием крупной горст-антиклинали, и с наложением на нее двух более поздних новейших структур - Амуро-Ханкайского рифтогена (АХР) и Сихотэ-Алинского орогена (САО). В юго-западной части СРМС, относительно слабо трансформированной мезозойско-кайнозойской тектоникой, на обрамлении и в фундаменте новейших впадин сохранились наложенные на породы Ханкайского массива реликтовые площадные и линейные кайнозойские коры выветривания (КВ). В фундаменте Раковской и Вадимовской впадин линейные КВ были прослежены бурением на глубину до 400м и более [3].

В новейшее время Синегорская РМС была трансформирована в три этапа. Первый – **эоцен-миоценовый** этап ее преобразований связан с основными стадиями развития АХР и САО. В ходе рифтогенеза отдельные блоки на юго-западе Синегорской РМС с Вадимовской и Жариковской впадинами были погружены на глубину до 1.5-2км. С северо-востока по системе активизированных Синегорских разломов на СРМС была наложена новейшая орогенная структура Сихотэ-Алиня. Приосевая часть РМС была при этом трансформирована с вертикальной амплитудой до 1км и подвержена масштабной эрозии с уровнем среза до 1.5км. Сформированная ранее горст-антиклиналь была при этом дополнительно поднята и эродирована. В северо-восточной части СРМС были эродированы площадные коры выветривания.

На втором – **плиоцен-раннечетвертичном** этапе вся система глубинных разломов СРМС была подвержена активизации мантийного уровня с проявлением траппового магматизма. Большая ее часть была закрыта при этом полями платобазальтов. На современной поверхности они представлены базальтами Шкотовского и Борисовского (Шуфанского) плато, многочисленными более мелкими полями базальтов, останцами базальтовых вулканов и дайками среднего-основного состава. По-видимому, в это же время была активизирована и меридиональная зона глубинного Западно-Ханкайского разлома (ЗХР), контролирующего развитие впадин южной части Амуро-Ханкайского рифтогена. В фундаменте Вадимовской и Раковской впадин эта активизация отразилась интенсивной дезинтеграцией зоны ЗХР. Во вскрытых угольными карьерами миоценовых осадках Раковской и Павловской впадин, контролирующихся этой зоной, широкое развитие получили разрывные и пликативные дислокации с вертикальной амплитудой до 10–15 м. В гранитах на обрамлении Жариковской, Вадимовской, Павловской, Раковской и Сандуганской (Снегуровской) впадин в зоне ЗХР карьерами вскрыты масштабные новейшие дислокации - зоны дробления и дезинтеграции, системы открытых трещин с притертыми до зеркал плоскостями и бороздами скольжения, наложенными, в том числе, и на кайнозойскую кору выветривания. С завершающими стадиями этого этапа в фундаменте и в осадочном чехле впадин АХР связано развитие очагов и зон низкотемпературного метасоматоза.

Третий – **плейстоцен-голоценовый** этап трансформаций связан с последней (амагматичной) фазой активизации орогенных процессов на Сихотэ-Алине. Неогеновые базальтовые плато были при этом взломаны и подвержены активной эрозии. В центре СРМС на поверхность была выведена апикальная часть Синегорской интрузии

зии. Под влиянием САО структуры впадин АХР в центре и на юге СРМС были нарушены сдвиг-надвиговой тектоникой с вертикальной амплитудой до 350 м и частично эродированы. Высокий уровень активности структуры СРМС поддерживается и на **современном** этапе. В ходе исследований, проведенных автором в 2009 г. по зоне Западно-Ханкайского разлома, установлено наличие в ней современных (тектонических и сейсмогенных) дислокаций. На юге Приморья структура ЗХР совмещена в плане с Хоккайдо-Амурской флексурой, осложняющей современную зону субдукции Тихоокеанской плиты и контролирующей здесь рой эпицентров глубоководных землетрясений.

В новейшее время в уже трансформированной структуре СРМС активно развивался **уран-полиэлементный рудогенез** с рудообразующими системами (РОС) эндогенного, экзогенного и полигенного классов [3–5]. **Эндогенные РОС** связаны с проявлением низкотемпературного метасоматоза аргиллизитового ряда, развивающегося из активизированных структур фундамента в осадочный чехол кайнозойских рифтогенов. В ареале аргиллизации в осадках Павловской и Раковской впадин локализовано два месторождения германия (Павловское и Раковское) и урановое месторождение Раковское. Помимо этого, в контуре СРМС известно 11 рудопроявлений и многочисленные аномалии урана. Эталонным объектом для данных РОС является Раковское месторождение [3, 5]. Урановая минерализация представлена коффинитом, оксидами урана и нингеонитом, сорбционными формами и уран-органическими соединениями. Оруденение локализуется, в основном, в базальном слое. В Раковской впадине через окна в глинах, перекрывающих базальный слой, оно местами проникает в нижний угольный пласт. Единичными скважинами оруденение прослежено в активизированные, раскрытые и обводненные структуры фундамента Раковской и Поисковой впадин – на глубину до 100–200 м от подошвы осадочного чехла. В комплексе с ураном и германием встречается достаточно широкий, варьирующий по составу набор элементов – Mo, Zn, Pb, Cu, W, TR, Sc, F, Au, ЭПГ и др. Абсолютный возраст оруденения, по данным уран-свинцового метода, соответствует интервалу 18–20 млн лет.

Экзогенные уран-полиэлементные РОС функционируют в зонах трещинной кислородной инфильтрации на обрамлении кайнозойских впадин – на положительных морфоструктурах, сложенных специализированными на уран (до 15–20 г/т и более) лейкогранитами куйбышевского, гродековского и вознесенского комплексов [3, 4]. Для этих гранитов характерна высокая (80–90 %) доля подвижного урана. Оруденение формирует плащевидные залежи на субгоризонтальном восстановительном барьере, действующем на нижней границе нисходящего инфильтрационного потока, вблизи уровня грунтовых вод. Представлено оно оксидами урана и вторичной слюдяковой минерализацией. Эталонным объектом для этих РОС является Вассиановское рудопроявление, расположенное на Куйбышевском массиве лейкогранитов. Продуктивности трещинно-инфильтрационных РОС способствует положение СРМС в пределах гумидной зоны с ее напряженной гидродинамикой, обеспечивающей вовлечение в рудогенез значительной массы подвижного урана.

Полигенные уран-полиэлементные РОС действуют на бортах и в обрамлении кайнозойских впадин в продуктивных на уран трещинно-инфильтрационных системах, вложенных в активизированные на новейшем этапе разломы с проявленным в них (также новейшим) низкотемпературным метасоматозом. Такое, достаточно сложное сочетание, тем не менее, не столь уж редко для структуры СРМС,

значительная часть которой сложена специализированными на уран гранитами, проработанными с поверхности корами выветривания, подверженными масштабной эрозии и активизированными новейшей тектоникой. Представителем этого типа оруденения является выявленное автором рудопоявление Березьянское-1, локализованное в зоне Западно-Ханкайского разлома на западном борту Вадимовской впадины, сложенной специализированными на уран гранитами вознесенского комплекса. В мощной, раскрытой новейшей тектоникой, дезинтегрированной и обводненной структуре этого разлома (в его приповерхностной зоне) действует трещинно-инфильтрационная система. Синхронно с ней снизу по разлому поступали низкотемпературные гидротермы, сформировавшие очаг аргиллизации с изменениями сульфидно-карбонатно-каолининового (с гидрослюдами) состава. Взаимодействие гидротерм с инфильтрационным потоком выразилось в формировании концентраций урана рудного уровня (до 0.03 %) с объемным ореолом рассеяния ($C_U > 0.005$ %), прослеженным профилем поисковых скважин на глубину более 400 м. По мнению автора, эти полигенные РОС могут сформировать объекты промышленного уровня как в пределах Синегорской РМС, так в других частях Дальнего Востока. В Забайкалье известно созвучное по названию и сходное с рудопоявлением Березьянским-1 по геологической характеристике промышленное месторождение Березовое. В настоящее время там апробируется методика добычи урана способом подземного выщелачивания [1].

Тектоническими и эрозионными процессами новейшего этапа в Синегорской РМС были существенным образом трансформированы также **зоны рудогенеза каледонских и герцинских РОС**. Но если под чехлом кайнозойских впадин эти зоны сохранились в максимальной степени, то в контуре новейшего Сихотэ-Алинского орогена они, напротив, частично или полностью уничтожены новейшей эрозией. При уровне постгерцинского эрозионного среза, определенного для СРМС величиной до 3 км, вероятность последнего достаточно высока. В связи с этим вполне определенный поисковый интерес представляет расположенная в юго-западной, наименее эродированной части Синегорской РМС, Раковская рудо-перспективная площадь (РПП) с одноименной вулкано-тектонической структурой. Эта крайне слабо изученная РПП была выделена автором ранее для поисков герцинского уранового оруденения [3]. Расположенное на восточном фланге ВТС новейшее урановое оруденение Раковского месторождения в данном случае может рассматриваться как результат перераспределения “слепого” герцинского оруденения Раковской РПП.

Литература

1. Заболоцкий А.И., Руденко А.А., Мартыненко В.Г. и др. Внедрение скважинного подземного выщелачивания при отработке скальных урановорудных объектов для повышения их экономической привлекательности // Актуальные проблемы урановой промышленности: VI Междунар. Практ. Конф., 14-16 снт.: Сб. докл. Алматы: ТОО “Adem Print”, 2010. С. 116–120.
2. Коковкин А.А. Критерии выделения и закономерности развития Синегорской рудно-магматической системы // Геология месторождений редких и радиоактивных элементов. Вып. 125. М.: ВИМС, 1990. С. 62–68.
3. Коковкин А.А. История геологического развития и перспективы ураноносности Синегорской рудно-магматической системы в Южном Приморье: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: ВИМС, 1991.
4. Коковкин А.А. Кайнозойские экзогенные рудообразующие системы востока Азии // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 60–69.
5. Коковкин А.А. Эндогенные уран-полиэлементные рудообразующие системы в рифтогенных структурах юга Дальнего Востока России // ОГ. 2006. № 2. С. 5–12.

А.А. Коковкин

**НОВЕЙШИЕ ИНВЕРСИОННЫЕ СТРУКТУРЫ – ИНДИКАТОРЫ
ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ВОСТОКА
АЗИИ: МОДЕЛИ И РЕАЛЬНЫЕ ОБЪЕКТЫ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Исследование проведено в рамках волновой модели структурирования континентальной коры Востока Азии, разрабатываемой автором на эволюционной основе, на принципах и подходах синергетики [1, 2]. Под инверсионными структурами здесь понимаются структуры, формирующиеся в режиме, полярном по отношению к режиму вмещающих их геологических структур. В орогене с характерным для него режимом сжатия образуются инверсионные (приразломные) впадины, для формирования которых необходим режим раздвига. В рифтогене, где доминирует раздвиговый режим, синхронно с ним, но уже в условиях сжатия, развиваются инверсионные поднятия. Оба типа инверсионных структур формируются в зонах новейших глубинных разломов в ходе нелинейного знакопеременного сдвига [4]. В области сочленения мезозойско-кайнозойских структур Трансазиатского и Тихоокеанского подвижных поясов [5] были выделены зоны глубинных разломов (Намурхэ, Танлу-Курский, Становой, Инкоу-Хинганский, Центральный Сихотэ-Алинский) с наиболее выраженными новейшими инверсионными структурами, разработаны их идеальные динамические модели. Были исследованы взаимосвязи обоих типов этих структур. На примере конкретных инверсионных структур исследован характер их связей с новейшей разломной тектоникой региона и его сейсмичностью.

Развитие **инверсионной впадины** начинается с раскрытия полости на участке осложнения морфологии активного разлома с изгибом плоскости его сместителя. Выходящая на поверхность полость в процессе знакопеременного сдвига превращается в седиментационный бассейн, который со временем заполняется обводненными осадками. В дальнейшем, по мере развития вмещающего орогена, структура впадины деградирует, выводится из седиментации и подвергается эрозии. Проявленный на поверхности криволинейный характер сместителя должен, так или иначе, транслироваться и на глубину. Соответственно, и здесь при сдвиге могут формироваться открытые полости. В раскрытой, обводненной структуре активного разлома эти полости должны заполняться флюидо-водонасыщенным, практически несжимаемым субстратом. В этих условиях развитие волновой системы знакопеременного сдвига может привести к наращиванию до критического уровня напряженно-деформированного состояния прилегающих к полостям областей коры. Росту напряжений должно способствовать наличие зацепов на бортах разлома и характерные для любой волновой системы резонансные эффекты – в данном случае это должен быть «медленный» резонанс знакопеременного сдвига. При переходе порога критичности на соответствующем участке активного разлома может произойти импульсная разгрузка накопленных здесь напряжений с последующим развитием землетрясения. Условия для разгрузки может обеспечить новообразованная открытая полость с действующим на ее границе, контрастным динамическим барьером. Механизм такой импульсной разгрузки должен быть сходен с механиз-

мом “горного удара”, проявляющегося в открытых полостях подземных выработок.

Примером связи землетрясений с открытыми полостями служат инверсионные структуры Байкало-Удской рифтовой зоны. Эта зона развивается в системе новейших орогенов восточной ветви Трансазиатского подвижного пояса, облегающих с юга угловатую, жесткую структуру Сибирского кратона. Контролирующие рифтовую зону разломы меняют свою морфологию в соответствии с изменчивостью контура кратона. В приповерхностной своей части разломы вмещают многочисленные инверсионные впадины, находящиеся на разных стадиях развития – от открытой современной полости Байкала и Хубсугула до структур, уже заполненных осадками и вовлеченных в эрозию – таких, как Тункинская, Муйская, Токская, Верхне-Зейская и другие. Наличие инверсионных впадин в приповерхностной части рифтовой зоны предполагает существование в ней и глубинных полостей. Образование таких полостей, судя по всему, продолжается здесь до настоящего времени. На это указывает совмещение новейшей структуры зоны с восточной ветвью Трансазиатского сейсмического пояса. В ее наиболее изученном Байкальском фрагменте в течение года фиксируется более 200 землетрясений, в том числе 7-балльных через 1-2 года, 8-балльных через 5 лет, 9-балльных через 15 и 10-балльных через 50 [Чиков Б.М., 2005]. Это значительно выше средней статистической величины повторяемости ЗТ, оцениваемой в 200–500 лет. Принципиальная возможность связи землетрясений с открытыми полостями была озвучена Ф.А. Летниковым в его докладе на Конференции по сейсмогеологии (2007г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск).

Инверсионные поднятия (ИП) образуются в приповерхностных частях рифтогенов на участках осложнения морфологии новейшего глубинного разлома с раздувом его мощности, или в узлах его пересечения с другими разломами. «Раскрытый» характер новейших разломов предполагает, что эти участки и узлы заполнены неоднородно дезинтегрированным, флюидо-водонасыщенным субстратом с заметным дефицитом плотности. При знакопеременном сдвиге, в условиях двустороннего сжатия с медленными встречными возвратно-поступательными перемещениями бортов разлома содержащиеся в этом несжимаемом субстрате блоки пород с ненарушенной сплошностью выдавливаются вверх (“всплывают”). Направление смещения задается действующим на земной поверхности динамическим барьером.

Ниже “всплывшего” инверсионного блока в глубинной части активного разлома неизбежно формирование компенсационной структуры с аномальным дефицитом плотности – вплоть до открытой полости. В крупных зонах активных разломов с их неоднородной внутренней структурой, где нерегулярно меняются условия растяжения и сжатия, оба типа инверсионных структур должны формироваться в тесной взаимосвязи – как в рифтогене, так и в орогене. Наблюдать их сонахождение, однако, осложняет маскирующий эффект вмещающих структур. В рифтогене с хорошо выраженной структурой инверсионного поднятия, непросто наблюдать открытую полость, сформированную в породах фундамента под этим поднятием или под чехлом осадков на его фланге. И, наоборот – в орогенных системах с контрастно выраженными структурами инверсионных приразломных впадин теряются компенсирующие их блоки инверсионных поднятий, воспринимаемые как часть мозаичного структурного “фона” орогена.

Характер формирования инверсионного поднятия был исследован на примере локализованных в Средне-Амурской впадине структур Хабаровско-Хехцирской системы поднятий и Новокаменского поднятия [3]. Обе эти новейшие структуры формировались в широтных разломах зоны Намурхэ, в узлах их пересечения с северо-восточными и субмеридиональными разломами системы Тан-Лу. Широкое развитие на этих ИП получили новейшие (в том числе современные) тектонические и сейсмогенные дислокации. Роль инверсионных поднятий, как индикаторов современной сейсмогеодинамической активности новейших разломов хорошо видна на примере зоны Танлу-Курского разлома – одной из наиболее активных структур Востока Азии. На участке, где этот разлом контролирует западную краевую часть Средне-Амурской впадины, она насыщена новейшими поднятиями (изометричными и вытянутыми по простиранию разлома) – как выходящими на поверхность, так и скрытыми под чехлом рыхлых обводненных осадков кайнозоя.

Правомерность представленной здесь модели ИП дополнительно подтверждают результаты проведенного автором эксперимента (рис.). В заполненный водой контейнер размером 28×18 см были помещены два утяжеленных деревянных блока сечением 10×10 см с вырезами в центральной части, моделирующие осложненную

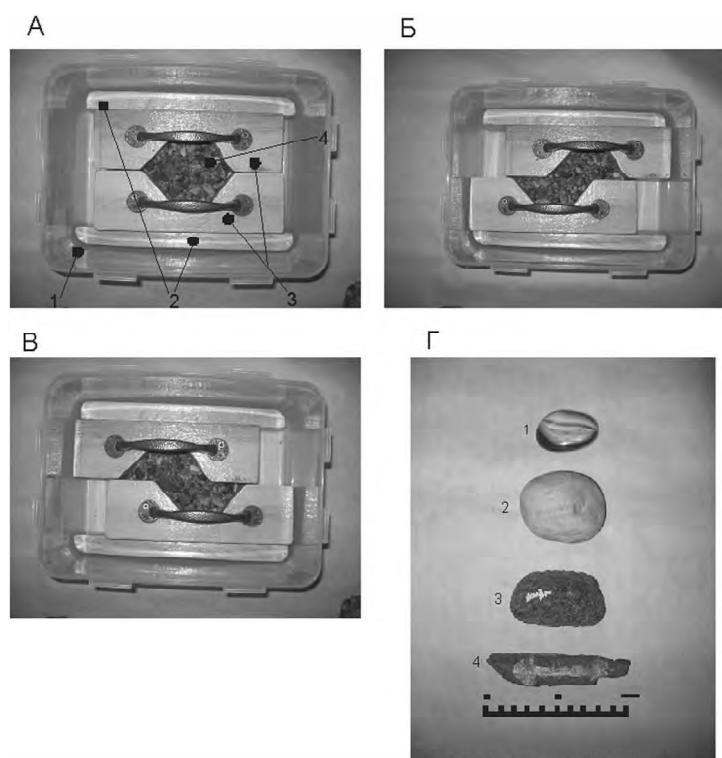


Рис. Экспериментальная модель инверсионного поднятия. А. Исходное положение: 1 – пластиковый контейнер, заполненный водой; 2 – блоки-ограничители; 3 – блоки – имитаторы бортов разлома с совмещенными вырезами в центре; 4 – гравийный субстрат – имитатор дезинтегрированного заполнителя разлома. Б. Фаза правостороннего сдвига. В. Фаза левостороннего сдвига. Г. Обломки, погружаемые в гравийный субстрат: 1 – стеклянная бляшка; 2 – кварц-полевошпатовый метасоматит; 3 – мантийный ксенолит; 4 – обломок стальной арматуры.

разломную структуру. В исходном положении вырезы были совмещены и заполнены природным разнозернистым гравийным материалом. Под гравий на дно контейнера закладывался более крупный (3–5 см) обломок, имитирующий блок инверсионного поднятия. Для большей убедительности были использованы обломки разного состава, плотности и формы. При встречных возвратно-поступательных движениях блоков с частотой до 3-х перемещений в секунду, их вырезы смещались друг относительно друга с амплитудой 3.5см. Обводненный, мобильный и относительно несжимаемый гравийный субстрат с погруженным в него обломком подвергался при этом пульсационному сжатию. Под действием сжатия обломки “всплывали”, обнажаясь на поверхности гравийного субстрата. Время всплытия (6–15 секунд) находится в обратной корреляции с плотностью обломка и частотой перемещений блоков. Все обломки при “всплытии” испытывали дополнительное смещение по горизонтали, с нерегулярным вращением в разных направлениях на 5–40°. Во вмещающем гравийном субстрате в ходе знакопеременных перемещений наблюдалось фракционирование с выводом на поверхность наиболее крупных зерен.

Основные выводы

1. Проведенные исследования подтвердили достоверность разработанных ранее (идеальных) моделей инверсионных структур. Оба типа этих структур формируются в зонах новейших разломов в тесной взаимосвязи, являясь индикаторами их активности и одновременно индикаторами их знакопеременно-сдвигового режима.

2. Созданные модели инверсионных структур могут существенным образом уточнить представления о характере развития, о внутреннем строении и сейсмогеодинамической активности реальных новейших разломов Востока Азии.

3. Экспериментальная модель ИП может быть использована, с определенными поправками и допущениями, при моделировании перемещений жестких блоков (террейнов) в мобильных структурах подвижных поясов.

Литература

1. Коковкин А.А. Геологические индикаторы нелинейных и волновых процессов структурирования континентальной коры в кайнозое: регион юга Дальнего Востока России // Эволюция тектонических процессов в истории земли. Материалы XXXVII Тектонического совещания. Т. 1. Новосибирск, 2004. С. 242–245.
2. Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континентальной коры в кайнозое для области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Вестник ДВО РАН, 2006. С. 47–60.
3. Коковкин А.А. Голоценовые дислокации в структуре Хабаровско-Хехцирской системы новейших инверсионных поднятий – проявление нелинейного и волнового характера сейсмического процесса // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 71–80.
4. Знакопеременный сдвиг в структурировании континентальной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов на новейшем этапе развития: волновая нелинейная модель // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: V Косыгинские чтения (М-лы конференции 24-27 января 2006г., Хабаровск). Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2006. С. 48–52.
5. Коковкин А.А. Область взаимодействия Трансазиатского и Тихоокеанского подвижных поясов: эволюция структуры, новейшая тектоника и сейсмогеодинамика // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири: докл. научн. симпоз., 1-4 июня 2010г. Хабаровск / Под ред. В.Г. Быкова, А.Н. Диденко. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2010. С. 198–201.

П.А. Колтун^{1,2}, Г.А. Злобин^{1,2}, С.В. Квашук¹

УСЛОВИЯ И ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТРАНСПОРТНЫХ СООРУЖЕНИЯХ В УСЛОВИЯХ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

¹Дальневосточный государственный университет путей сообщения, г. Хабаровск

² Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск

Объекты инфраструктуры железнодорожного транспорта общего пользования относятся к особо опасным и технически сложным объектам [1].

Все на земле подвержено старению, и вопрос модернизации транспортных сооружений будет актуален всегда. На данный момент существует множество способов, которые позволяют улучшить состояния объектов инфраструктуры, сделать их эксплуатацию безопаснее. Один из основополагающих способов это учет индивидуальных инженерно-геологических особенностей каждого района.

Объектом исследований авторов являются обвалоопасные выемки и полувыемки на железнодорожной линии Комсомольск-на-Амуре–Советская Гавань, вскрывающие массивы скальных и полускальных пород.

Железнодорожная линия расположена на территории Северного Сихотэ-Алиня – горной страны, находящейся в пределах Тихоокеанского складчатого пояса. Повышенный риск функционирования сооружений трассы обуславливается специфическими геодинамическими условиями, определяемыми совокупностью сложных экзогенных и эндогенных факторов.

Одной из проблем, затрудняющих эксплуатацию транспортных сооружений на территории горной страны, являются орографические условия района. На территории железнодорожной линии четко выделяются два участка: предгорный (от Комсомольска-На-Амуре до ст. Оуне) и горный (ст. Оуне – Совгавань). Для горных участков характерно широкое развитие опасных для эксплуатации железной дороги геологических процессов, среди которых наиболее распространены обвалы, осыпи, наледи, проявление которых может в некоторых случаях приводить к нарушению бесперебойности движения поездов.

Другой особенностью является сложная гидрографическая сеть района, которая представлена системами рек Тумнин и Гур. Все реки относятся к горным с бурным течением, скорость которого достигает 1.5–2.5 м/сек.

Дорога возводилась в предвоенные годы, что обусловило малую механизацию, преобладание ручного труда и массовое применение буровзрывных работ. Углы заложения откосов на протяжении всей линии не соответствуют современным нормам проектирования и строительства, отсутствуют улавливающие полки. На некоторых участках значение угла заложения откоса превышает 45–60°, при высоте склонов более 50 метров.

Сложные инженерно-геологические условия так же определены тяжелыми неотектоническими условиями района. В настоящее время территория испытывает поднятие со скоростью 2–4 мм/год [2]. Ее пересекают протяженные, длиной до 10 км и более, уходящих за пределы района тектонические нарушения субширотного простирания. Кроме них, в районе проявлены менее протяженные разры-

вы субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. Тектонические разрывы отчетливо проявлены на спутниковых растровых изображениях и выражены в рельефе, что свидетельствует об их современной активности.

На линии в пределах километров 102–331 насчитывается 34 обвалоопасных участка, с разной степенью опасности.

В 2007 г на линии Пивань–Совгавань произошло крушение грузового поезда от удара скального обломка весом более 10 т, сорвавшегося с горного склона. После чего авторами были произведены инженерно-геологические изыскания на линии.

Обобщение и анализ полевых материалов позволили разделить изученные участки на 102–331 км линии Пивань–Советская Гавань по степени опасности на три группы [3]: **особо опасными** были признаны 11 участков, **опасными** 22 участка и **неопасный** только 1 участок. Работа проводилась с целью дальнейшей разработки проектных решений по обеспечению устойчивости откосов линии.

Наиболее эффективным решением по защите пути от обвалов является вынос пути из обвалоопасной зоны. Он может быть сделан либо с целью гарантированного обхода опасных участков, либо – с целью устройства улавливающей полки совместно с улавливающей стеной, либо без нее.

В условиях изученной линии вынос пути из обвалоопасной зоны сопряжен со значительными трудностями, которые связаны с его сложными планом и продольным профилем.

Другим не менее эффективным проектным решением по защите пути от воздействия горных обвалов является применение улавливающих стен и улавливающих полок, как отдельно, так и совместно друг с другом. При проектировании улавливающих стен и улавливающих полок, последние позволяют существенно уменьшить высоту улавливающих стен или даже полностью отказаться от них.

Еще одним эффективным вариантом проектных решений по защите пути от горных обвалов является укрепление скальных откосов выемок или полувыемок металлическими или полимерными сетками, применение которых позволяет существенно снизить материалоемкость и, тем самым стоимость строительства защитных сооружений.

Несмотря на рекомендации Тындинской мерзлотной станции, по выносу пути из обвалоопасных зон с целью увеличения улавливающей полки, на 4 участках трассы Комсомольск–Советская Гавань для той же цели был выбран вариант подрезки склонов выемки. Парадокс в том, что подрезка склонов является одной из основных причин возникновения обвалов, спусковым механизмом активизации всех гравитационных процессов. Примером того, как данное мероприятие влияет на устойчивость склона, является участок, расположенный в пределах км 115 Пк 6 – км 115 Пк 9.

Участок расположен в районе со сложными инженерно-геологическими условиями, недоучет которых при проектировании улавливающей полки повлек за собой остановку движения на 6 часов.

03 марта 2011 в 16 ч. 30 мин. на участке км 115 ПК7+25 – ПК7+75 произошло обрушение слабых пород с заполнением кювет-траншеи и выходом на путь объемом около 5 тыс. м³ (рис. 1). Первая, мгновенная, фаза обвала продлилась 3 минуты и была зафиксирована на видео. В последующие часы и дни происходили обрушения отдельных обломков, глыб и блоков.

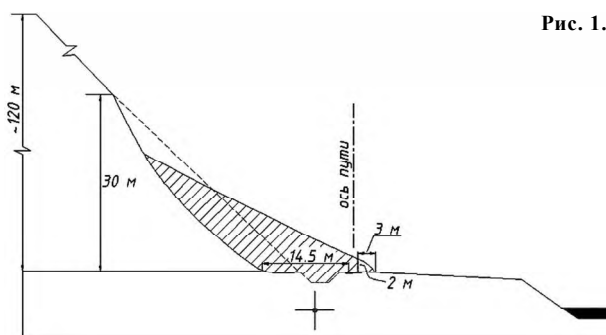


Рис. 1. Схема обрушения км. 115 Пк 7+50.

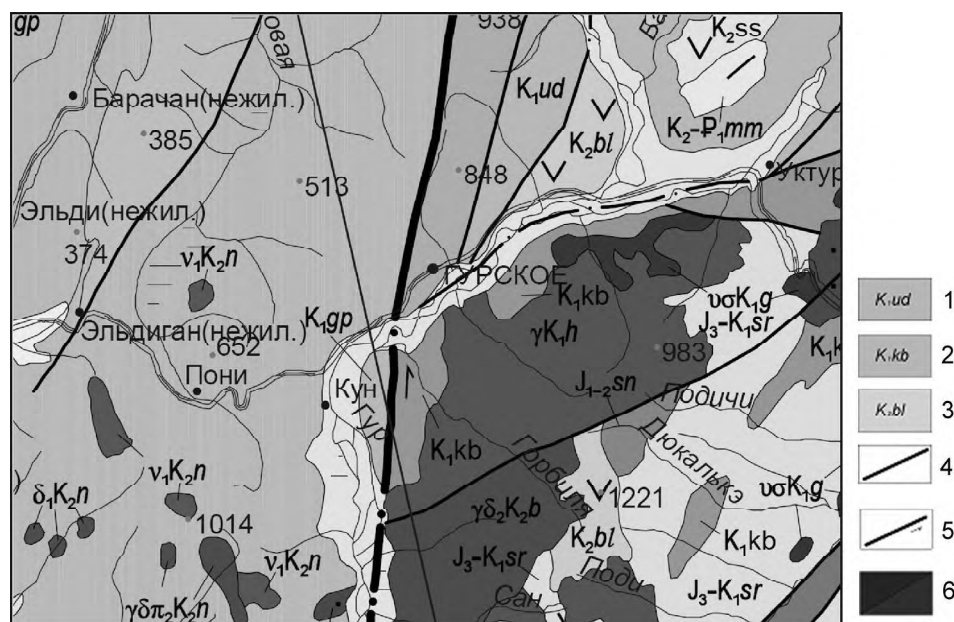


Рис. 2. Фрагмент геологической карты района [4].

1 – удоминская свита – песчаники, туфопесчаники, алевролиты, конгломераты, андезиты, туфы дацитов и риолитов (2400 м); 2 – кабулинская толща – песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, брекчии (2100); 3 – большбинская свита – андезиты, их туфы и лавобрекчии, базальты, андезибазальты, дациты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты (950 м); 4 – разрывные нарушения; 5 – сдвиги; 6 – гурские перидотиты, пироксениты, габбро; граниты, гранодиориты.

После данного события авторами была выполнена повторная инженерно-геологическая съемка, предварительные результаты которой представлены в данной работе.

Район станции Гурское – зона 7 бальных землетрясений. Это граница (по субширотному разлому) двух разновозрастных террейнов. Севернее разлома преобладают осадочные и вулканогенные породы, южнее интрузивные. В нескольких километрах к западу от обвала широтный Сюркумский разлом сочленяется с крупным Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом. (рис. 2.)

Породами, слагающими полувыемку являются выветрелые и раздробленные алевролиты, песчаники и их переслаивания.

Породы значительно трещиноватые, среднее число трещин на 1 метр длины колеблется от 10 до 35. Вектор падения трещин направлен в сторону пути. Ширина раскрытия трещин достигает сантиметра. Некоторые трещины заполнены песчано-глинистым наполнителем, что неблагоприятно влияет на обеспечение устойчивости отдельных блоков. Глубина трещин варьируется от 0.3 до 5 м. На склонах присутствуют признаки периодического обводнения.

Угол заложения подрезанного откоса в пределах рассматриваемого участка меняется от 60 до 80 градусов при высоте 20–40 м. Высота склона доходит до 120 м.

Подобное сочетание инженерно-геологических факторов участка после подрезки переводит его из разряда опасных (типизация 2007 года) в особоопасный.

Недоучет геологического строения (разломной тектоники, высокой сейсмичности района), существенных динамических нагрузок на склон и некорректное техногенное вмешательство привели к постоянному возникновению обвальных событий. На момент съемки по верху откоса наблюдалось формирование мощных трещин отрыва шириной раскрытия порядка 20 см при визуальной оценке. В период весеннего снеготаяния, который является наиболее благоприятным для образования склоновых процессов, вероятно их активизация. В это время на данном участке прогнозируется сход неоднородных по составу масс горной породы.

Обвальные процессы здесь происходят постоянно небольшими массами и будет продолжаться до тех пор, пока склон не примет устойчивое положение с углом естественного откоса, равным для пород данного генезиса 30–40°.

Подрезка откоса как противообвальное мероприятие недопустимо. При этом возникают и развиваются гравитационные процессы, угрожающие безопасности и бесперебойности движения поездов. При использовании такого приема ширина улавливающей полки должна быть достаточной для сбора объема обрушенных пород.

Чтобы избежать подобных последствий, необходимо применять классические [5] и новейшие противообвальные мероприятия, учитывающие все особенности инженерно-геологических условий опасных мест.

Правильные проектные решения и качественное выполнение строительных работ являются гарантией надежности сооружения.

Работа выполнена при поддержке гранта 11-111-В-08-219 (3 раздел) 2011 г.

Литература

1. Градостроительный кодекс Российской Федерации
2. Корчагин Ф.Г. Геомеханическая модель Приамурья и ее сейсмотектонические следствия / Ф.Г.Корчагин, Л.А. Маслов, О.С. Комова // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, №3 . С. 97–104.
3. ЦП № 4222 Инструкция по содержанию земляного полотна и технике безопасности при производстве работ на скально-обвальных участках железных дорог. М., Транспорт, 1985, 41 с.
4. Геологическая карта Хабаровского края. Масштаб 1:1000000. ФГУГПП “Хабаровскгеология”, 2003 г.
5. Ломтадзе, В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика [Текст]. Л.: Недра, 1977. 479 с.

А.П. Кулаков, Г.И. Худяков

**МЕГАМОРФОСТРУКТУРЫ ВОСТОКА АЗИИ: ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ,
ГЕОДИНАМИКА, СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ**

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН г. Владивосток

На Востоке Азии выделяется серия высокопорядковых (размерами в сотни и тысячи км) морфоструктур земной коры (мегаморфоструктур), которые определяют основные черты геолого-геоморфологического строения региона, особенности мезо-кайнозойских и современных тектонических движений и инициируют развитие ряда современных региональных геологических процессов, в том числе неблагоприятных и опасных для человека.

Мегаморфоструктуры Востока Азии представлены следующими типами морфоструктур:

1. Трансрегиональные разломные зоны. Главная из них – разломная зона Танлу на северо-востоке Китая [27], продолжением которой на Дальнем Востоке России является линеамент Амур–Сунгари–Хуанхе (ЛАСХ) протяженностью 3.0 тыс. км [10]. В дальневосточном регионе выявлено еще несколько трансрегиональных разломных зон различного простирания [9, 22, 25 и др.]. Они существуют, как правило, с докембрия-палеозоя и отличаются тектоно-магматической активностью в мезо-кайнозойское и сейсмоактивностью в настоящее время.

2. Гигантские кольцевые морфоструктуры, которые делятся на два подтипа: 1 – положительные мегаморфоструктуры – гигантские сводовые поднятия (до 2.0 – 3.0 тыс. км в диаметре) – Амурское, Алданское, Яно-Колымское, Восточно-Китайское. Они были заложены главным образом в докембрии и палеозое, а в мезозое и кайнозое испытывали тектоническое воздымание, что было обусловлено внедрением массивов гранитоидов и изостатическим “всплыванием” блоков верхней части разреза земной коры [20, 22 и др.]; 2 – отрицательные мегаморфоструктуры – морские и континентальные геодепрессии: гигантская Арктическая геодепрессия, впадины окраинных морей Восточной Азии и крупные (до 300–500 км в диаметре) кольцевые структуры – впадины восточной окраины континента (Средне-Амурская, Саньцзян, Ханкайская и др.)

Кроме того, на Востоке Азии известны крупные рифтогенные впадины – Бохайвань, Сунляо, Амуро-Зейская и другие [7, 22, 25 и др.].

Гигантская Арктическая геодепрессия была заложена в позднем палеозое (в перми) и испытывает тектоническое погружение вплоть до наших дней. [14, 15]. Впадины окраинных морей Восточной Азии развиваются с юры-мела, а континентальные кольцевые структуры-впадины – с мела [4, 7, 22, 25, 26]. Формирование морских и континентальных геодепрессий на Востоке Азии происходило, очевидно, в условиях растяжения земной коры, которые охватывали огромные территории. Этот палеоморфотектонический феномен глобального ранга лучше всего объясняется, по мнению авторов, с позиций концепции расширяющейся Земли, которая в последние годы находит все больше сторонников в России и за рубежом [28, 29 и др.].

Мегаморфоструктуры Востока Азии являются тектонически активными в настоящее время и инициируют развитие ряда геологических процессов, оказывающих значительное воздействие на состояние природной среды и условия жизни населения.

Самый мощный и самый опасный из них – землетрясения, которые всегда происходят неожиданно, наносят большой материальный ущерб и сопровождаются человеческими жертвами.

На Востоке Азии сейсмически опасными традиционно считаются зоны крупных активных разломов земной коры, системы островных дуг окраинных морей и некоторые районы материка (п-ов Камчатка, п-ов Чукотка, зона БАМ) [2 и др.].

Результаты морфоструктурных исследований и сопоставление их с материалами палеосейсмогеологических работ [3, 12, 13, 17, 19, 21 и др.] позволили выявить неизвестные ранее сейсмоактивные морфоструктуры, морфоструктурные зоны и районы, что значительно увеличивает перечень сейсмоопасных территорий на Востоке Азии.

Сейсмоактивными являются, прежде всего, гигантские кольцевые морфоструктуры, представленные впадинами окраинных морей Восточной Азии. Высокая сейсмичность этих мегаморфоструктур подтверждается множеством

палеосейсмодислокаций, выявленных на побережьях окраинных морей [1, 3, 8, 12, 13, 24 и др.], а также неоднократными землетрясениями, происходившими в пределах морских впадин в последние годы [2, 16 и др.].

Сейсмоактивными являются также крупные (до 300–500 км в диаметре) кольцевые морфоструктуры – впадины восточной окраины континента – Средне-Амурская, Саньцзян, Ханкайская и др. Так, в Ханкайской депрессии в 1962 и 1967 гг. происходили землетрясения силой до 6.0–6.5 баллов, а на северо-западном побережье оз. Ханка обнаружены палеосейсмодислокаций еще более сильного землетрясения, произошедшего ранее [11].

Сейсмическая активность упомянутых морских и континентальных геодепрессий обусловлена, по-видимому, унаследованным тектоническим погружением мегаморфоструктур в настоящее время, которое происходит неравномерно, дискретно в пространстве и во времени, а резкие (быстрые) проседания дна геодепрессий вызывают землетрясения в их пределах.

Выявлены следующие сейсмоактивные зоны и районы:

1. Зоны интерференции гигантских кольцевых морфоструктур, которые образуются, когда окраины сопредельных мегаморфоструктур взаимно перекрываются (пример – территория Верхнего Приамурья) [5, 9].

2. Зоны и районы пересечения глубинных разломов различного простирания (пример – Северный Сахалин) [9]. 3. Зоны концентрических глубинных разломов гигантских кольцевых морфоструктур (сводовых поднятий геодепрессий).

Поскольку на Востоке Азии кольцевые мегаморфоструктуры распространены весьма широко [6, 18, 23 и др.], то связанные с ними сейсмоактивные зоны и районы занимают значительные территории, и повышают общий уровень сейсмической опасности для региона в целом.

Установлено, что, кроме г. Петропавловска-Камчатского, еще ряд городов Дальнего Востока России расположены в сейсмоопасных зонах (Владивосток, На-

ходка, Большой Камень, Фокино, Магадан, Николаевск-на-Амуре, Комсомольск-на-Амуре, “Амурск). Поэтому там должны быть проведены специальные исследования и реализованы мероприятия по защите населения и экономической инфраструктуры от возможных сильных землетрясений.

Кроме землетрясений для Востока Азии характерны следующие современные геологические процессы регионального ранга:

1. Процесс абразионного разрушения и тектонического погружения окраин материковой суши под уровень морских вод. Он обусловлен тектоническим погружением морских геодепрессий, которые вовлекают в погружение морскую окраину материковой суши.

2. Процесс формирования разнообразных аккумулятивных форм рельефа на берегах материка за счет выноса реками в море ольпих объемов обломочного материала.

Проведенные исследования заставляют обратить особое внимание на сейсмическую опасность для территории ДВФО России.

Литература

1. Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 87–95.
2. Апродов В.А. Зоны землетрясений. М.: Мысль, 2000. 461 с.
3. Важенин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
4. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. Ч. I. 176 с. Ч. II. 241 с.
5. Годзевич Б.Л. Тектоника Становой складчатой области // Тектоника Востока Советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 34–55.
6. Золотое М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–33.
7. Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 138 с.
8. Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 176 с.
9. Кулаков А.П., Мясников Е.А. Восточная окраина Азии: региональные морфоструктуры и сейсмическая опасность. // Вестник ДВО РАН, 2006. № 3. С. 61–75.
10. Кулаков А.П., Мясников Е.А., Тащи С.М., Цю Шаньвень, Ван Сыкуй, Лю Юньлян, Сунн Чанчунь. Трансрегиональный линеймент Амур–Сунгари–Хуанхе: морфоструктура, эволюция, геодинамика // Тихоокеан. геология. 2001. № 4. С. 47–60.
11. Кулаков А.П., Мясников Е.А. Бассейн оз. Ханка: новые представления о морфоструктуре и сейсмической опасности // Вестник ДВО РАН. 2008. № 4. С. 51 – 57.
12. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 184 с.
13. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология и сейсмическая опасность Приморского края // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 76–84.
14. Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Арктического океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. 1976. № 12. С. 3–22.
15. Погребницкий Ю.Е. Северный Ледовитый океан // Тектоника континентов и океанов (Объяснительная записка к тектонической карте Мира). М.: Наука, 1988. С. 159–165.
16. Пышкин Б. А. Сейсмическое районирование территории Приморского края: Тез. докл. междунар. конф. “Стихия. Строительство. Безопасность” 8–12 сент. 1997, г. Владивосток. Владивосток, 1997. С. 206–208.
17. Сеймотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / Отв. ред. Солоненко В.П. Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.

18. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа (Объяснительная записка к карте структур центрального типа, масштаб 1:10 000 000). Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
19. Солоненко В.П. Сейсмогеологические условия зоны строительства БАМ. Иркутск: СО АН СССР, 1981. 48 с.
20. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: СО РАН. Изд. Ирк. ГУ, 2002. 494 с.
21. Флоренсов Н.А. Некоторые геоморфологические критерии палеосейсмогеологии // Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. С. 202–226.
22. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 255 с.
23. Худяков Г.И., Кулаков А.П., Тащи С.М., Никонова Р.И. Система гигантских морфоструктур западной окраины Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 43–48.
24. Шведов С.Д. Неотектоника и палеосейсмодислокаций Мунгуджакской впадины (Омолонский массив) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Библинские чтения. Магадан: ДВО РАН, 2001. Т. 3. С. 45–47.
25. Юг Дальнего Востока. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 427 с.
26. Khudyakov G.I., Kulakov A.P., Nikonova R.I. and Ezhov B.V. New views on the morphostructure of marginal seas of Eastern Asia. *Hi. Phys. Earth.* 1988. 36. P. 179–189.
27. Xu J. (Ed.). *The Tancheng-Lujiang Wrench Fault System.* John Wiley & Sons. 1993. 275 p.
28. *The Expanding Earth (A Symposium).* Sydney, Australia, 1981, 423 p.
29. *Why Expanding Earth?* Rome. Italy. 2003. 465 p.

М.Н. Лулева

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ РАСЩЕПЛЕННЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН ПОД
ЮЖНЫМ САХАЛИНОМ И ХОККАЙДО**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

В современных геодинамических исследованиях активно используются данные по сейсмической анизотропии, что обусловлено, прежде всего, взаимосвязью деформационных процессов с анизотропными свойствами среды [4, 9]. Деформации в земных недрах ведут к сейсмической анизотропии, обусловленной предпочтительным ориентированием кристаллов анизотропных минералов, кристаллической решетки минералов или изотропных элементов среды (поры, трещины) в зависимости от протекающего динамического процесса. Сейсмическая анизотропия выявлена в различных областях Земли, на различных глубинах и является потенциально эффективным методом в развитии моделей движения тектонических плит, геометрии конвективных течений в мантии. Наиболее информативными являются методы, основанные на измерении параметров расщепленных объемных поперечных волн, распространяющихся от землетрясений в субвертикальных направлениях, и измерении скорости поверхностных волн Релея и Лява, распространяющихся в различных направлениях в горизонтальной плоскости. Современные исследования показывают хорошую согласованность сейсмической анизотропии с данными измерения абсолютного движения плит в области океанов, где развиваются преимущественно горизонтальные течения в астеносфере, а также латеральную неоднородность анизотропии мантии, связанную с изменением ее реологических свойств [3, 4]. Трудности в интерпретации данных сейсмической анизотропии связаны с областями, где развиваются наклонные, вертикальные течения (зоны субдукции, спрединга), а также с областями континентальных плит с повышенной мощностью литосферы [9].

Многочисленные исследования сейсмической анизотропии в зонах субдукции Тихого океана показывают разнообразие в ориентации азимута поляризации быстрой S-волн (ϕ), степени анизотропии (α) вдоль зон субдукции и при движении от желоба к задуговой области. Предложены различные модели, которые отражают ряд закономерностей изменения параметров S-волн. Ранее предложенная классическая модель двумерного течения в направлении погружения плиты в области мантийного клина и под надвигаемой плитой не смогла объяснить наблюдаемые различия волновых параметров. Другие модели предполагают учитывать развитие течений вдоль желоба, трехмерное течение в мантийном клине. Дискуссионным остается вопрос о природе анизотропии погружающейся плиты на различных глубинах. Интерпретация сейсмической анизотропии и определение направления течений основаны прежде всего на результатах экспериментальных лабораторных данных [5, 6], которые требуют знания о взаимосвязи ориентации кристаллической решетки минералов с характером деформаций в мантийном потоке [7, 11], а также математического и физического моделирования вязкопластических течений.

Представленная работа посвящена исследованию сейсмической анизотропии на основе эффекта расщепления S-волн от местных глубокофокусных землетрясений под Южным Сахалином и Хоккайдо, в задуговой области сочленения Куриль-

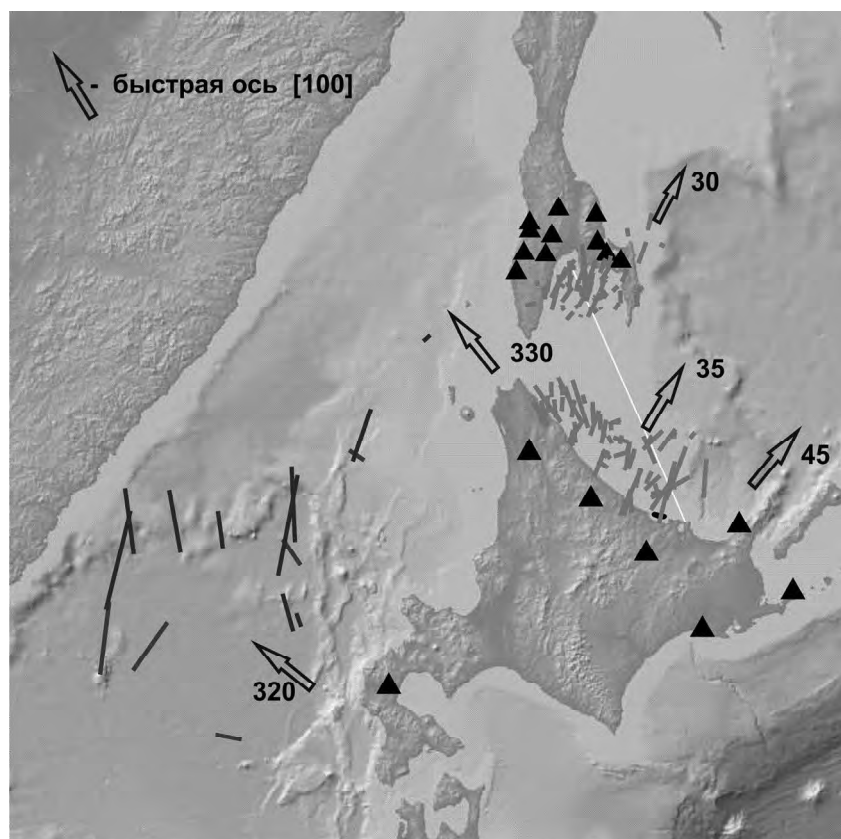


Рис. 2 Распределение азимутов поляризации быстрой S-волны от событий с глубины больше 300 км под Южным Сахалином и Хоккайдо. Азимут быстрой S-волны отображен отрезком прямой, длина которого пропорциональна разности времен прихода S-волн. Стрелка показывает направление быстрой а-оси ([100]) оливина.

вина на СВ30°, средней с-оси [001] на С330° с углом падения около 30° относительно горизонтальной плоскости. Такая модель ромбической среды хорошо согласуется и с распределением ϕ под станциями NOP, KNP от северных событий, но с некоторым смещением в ориентации а-оси (СВ35°). Под юго-восточными станциями KSR, SHR, NMR а-ось ориентирована СВ-ЮЗ. В области NKG станции распределение ϕ от северо-восточных и западных глубоких землетрясений согласуется с ромбической моделью среды с горизонтальной а-осью, ориентированной на С3320°±20° и углом наклона 20–40° по падению погружающейся плиты. Подобная ориентация осей симметрии среды наблюдается от событий под Японским морем под станцией IMG.

По экспериментальным лабораторным данным выделено 5 типов текстур оливина (A, B, C, E, D), отвечающих доминирующим направлениям дислокационного и/или диффузионного скольжения. Результирующая текстура материала является функцией истории деформирования и зависит от вещественного состава пород [7].

В случае горизонтального течения все типы, кроме **В**-типа, могут продуцировать быстрое направление азимутальной анизотропии параллельно направлению течения. Предполагается, что **А** тип текстуры доминирует в литосфере, а **Е**, **В**, **С** типы в мантийном клине в зависимости от уровня напряжений, температуры, водонасыщенности [6, 8]. Доминирование той или иной системы скольжения определяется по наибольшей скорости деформаций при наименьших энергетических затратах. Этому направлению будет соответствовать понижение вязкости, а следовательно, и пониженное затухание амплитуды сейсмических волн с поляризацией, ориентированной вдоль доминирующей системы скольжений (течения). Детальный анализ показывает, что *S*-волне с максимальной амплитудой и поляризацией *S3*-ЮВ, соответствует быстрая *S*-волна в области *NKG* станции, но медленная *S*-волна в области станций центрального Сахалина и Хоккайдо (*NOP*, *KNP*).

На основе полученных данных под восточной частью Охотского моря предполагается, что мантийное течение развивается в направлении $S3320^{\circ} \pm 20^{\circ}$ в условиях повышенного содержания воды и возможного частичного подплавления. В данной области отмечается пониженная степень анизотропии 1–2 %. Под Японским морем течение мантии определено в интервале направлений 310–330°, степень анизотропии среды оценивается на уровне 3–5 %.

Автор благодарен СФ ГС РАН и японскому Институту Наук о Земле и Предотвращении Катастрофических явлений (*NIED*) за представление сейсмологических данных. Работа поддержана программой Президиума РАН (№ 16) и Президиума ДВО РАН (гранты № 09-И-П16-10, № 09-III-A-08-443).

Литература

1. Лунева М.Н. Распределение сейсмической анизотропии под Южным Сахалином // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 28. № 4. С. 74–86.
2. Becker T.W., Kustowski B., Ekström G. Radial seismic anisotropy as a constraint for upper mantle rheology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 267. P. 213–237.
3. Cerveny V., Psencik I. Plane waves in viscoelastic anisotropic media – I. Theory // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 161. P. 197–212.
4. Conrad, C.P., Behn, M.D., Silver, P.G. Global mantle flow and the development of seismic anisotropy: differences between the oceanic and continental upper mantle // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112, B07317. doi:10.1029/2006JB004608.
5. Holtzman B.K., D.L. Kohlstedt, J.P. Morgan Viscous energy dissipation and strain partitioning in partially molten rocks // *Journal of Petrology.* 2003. V. 46, N 12. P. 2569–2592.
6. Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insight from laboratory study // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2008.36-59-95
7. Kaminski E., Ribe N.M. Timescales for the evolution of seismic anisotropy in mantle flow // *Gechem. Geophys. Geosyst.* 2002. 3(8) 1051. doi:10.1029/2001GC000222.
8. Kaminski E. Interpretation of seismic anisotropy in term of mantle flow when melt is present // *Geoph. Res. Letter.* 2006. V. 33.
9. Long M. D., Becker T.W. Mantle dynamics and seismic anisotropy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 297. P. 341–354.
10. *NIED*, <http://www.bosai.go.jp>, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention
11. Wenk H. R. Tome C. N. Modeling dynamic recrystallization of olivine aggregates deformed in simple shear // *J. Geophys. Res.*, 1999. V. B11, N 104 P. 25513–25527.

О.В. Лунина, А.В. Андреев, А.С. Гладков

**ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ
ДЕФОРМАЦИЙ В РЫХЛЫХ ОСАДКАХ ДЛЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭПИЦЕНТРА
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ДОИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО ПЕРИОДА**

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Изучение косейсмических деформаций, представленных разрывами и различными типами сейсмиков [2, 8], важно для локализации эпицентра сейсмического события доинструментального периода, когда недостаточно традиционных макросейсмических описаний. В мире существуют лишь единичные работы, в которых сделаны попытки по одному из параметров структуры (в частности, кластической дайки) провести его реконструкцию [6–7]. Нами на примере Цаганского катастрофического землетрясения 12.01.1862 г. на Байкале разработан методический подход, позволяющий путем анализа комплекса различных параметров косейсмических деформаций в рыхлых отложениях, с учетом угла падения плоскости сейсмогенерирующего разлома и средней глубины землетрясений в регионе локализовать эпицентр сейсмического события. Предпосылками для этого послужили ранее установленные закономерности по уменьшению интенсивности проявления сейсмиков на удалении от очага землетрясения [7–8].

Цаганское катастрофическое землетрясение 12 января 1862 г. с $M \sim 7.5$ – сильнейшее за последние 150 лет на Байкале и наиболее охарактеризованное по макросейсмическим проявлениям [3–5]. Его эпицентральная зона была выбрана в качестве эталонного полигона для исследования главным образом вторичных косейсмических деформаций. На сегментах “с. Красный Яр – с. Заречье” и “с. Кудара – с. Шергино” нами созданы геолого-структурные профили, первый из которых проходит параллельно зоне сейсмогенных деформаций, описанных в исторических сводках, второй – поперек нее. В пределах профилей канавами и зачистками вскрывались и детально документировались разрезы четвертичных отложений. На основе комплекса признаков [2, 8], радиоуглеродного датирования и исторических описаний эффектов [3–5] в природной среде изученные деформации были отнесены к сейсмогенным, большинство из которых связано с Цаганским землетрясением.

На первом этапе для локализации эпицентра Цаганского землетрясения по полевым измерениям параметров косейсмических деформаций строились графики изменения: максимальной амплитуды смещений (A_{max} , см) по сбросовым и взбросовым трещинам; отношения количества сколов со смещениями к длине зачистки (N_s / L); мощности тектонической зоны (m_{tz} , м); плотности трещиноватости (N , тр/м²); средних мощности (m_{cd} , см) и высоты (h_{cd} , см) кластических даек; отношения количества кластических даек к длине зачистки (N_{cd} / L); среднего индекса интенсивности проявления кластических даек (I_{cd}); средних мощности (m_{md} , см) и высоты (h_{md} , см) микродаек; отношения количества микродаек к длине зачистки (N_{md} / L); среднего индекса интенсивности проявления микродаек (I_{md}). Параметры I_{cd} и I_{md} впервые введены нами для того, чтобы учесть совокупность всех измеряемых характеристик. Средний индекс интенсивности проявления отдельных кластических даек в зачистке (I_{cd}) вычислялся по формуле:

$$I_{cd} = \frac{N_{cd} \times m_{cd} \times h_{cd}}{H \times L} \times 10000,$$

где N_{cd} – количество даек, m_{cd} – средняя мощность, см, h_{cd} – средняя видимая высота даек в разрезе, см, H – высота зачистки, м, L – длина зачистки, м. Так как получаемая в числителе средняя площадь хрупкопластических сейсмиков в зачистке довольно мала по отношению к площади самой зачистки, полученный индекс приводился к целому числу умножением на 10000.

Формула для определения среднего индекса интенсивности проявления микродаек (I_{md}) имеет подобный вид:

$$I_{md} = d \times \frac{N_{md} \times m_{md} \times h_{md}}{H \times L} \times 10000,$$

где N_{md} , m_{md} и h_{md} – количество, средняя мощность, см и средняя видимая высота микродаек, см, соответственно, в знаменателе – площадь зачистки $H \times L$, м², d – показатель, отражающий отношение минимальной мощности ритма к максимальной. Под ритмом здесь понимается два чередующихся осадочных слоя, различных по составу и свойствам, в пределах которых наблюдаются сейсмичности. Длина линии по перпендикуляру между подошвой одного и кровлей другого слоя в разрезе является мощностью данного ритма. Введение показателя d в уравнение позволяет учесть неоднородность геологического строения разреза.

На втором этапе данные по распределению косейсмических деформаций в рыхлых отложениях синтезировались через процедуру подсчета для каждой точки наблюдения суммы значимых пиков (на графиках) всех проанализированных параметров (сокращенно “SUM_{spp}”). Пиковыми значениями являлись те, которые были больше, чем среднеарифметические для двух профилей. На основании полученных величин SUM_{spp} строились изолинии на плане. Максимальные значения SUM_{spp} оконтурены соответствующей изолинией вдоль четырехкилометрового участка на побережье оз. Байкал, около с. Дубинино. Таким образом, на первых двух этапах была оценена интенсивность проявления косейсмических деформаций в рыхлых осадках, на основе которой определено ориентировочное место эпицентра.

На третьем этапе уточнение положения эпицентра основывалось на связи с сейсмогенерирующим разломом. При среднем угле падения Дельтового разлома 60°, установленном по замерам трещиноватости в канаве и зачистках, вскрывающих сейсмогенный уступ, и при средней глубине возникновения землетрясений для Байкальской рифтовой зоны 15 км [1] гипоцентр, спроецированный по перпендикуляру на дневную поверхность, будет располагаться в 8.7 км от основного сместителя. Далее на план был вынесен отрезок, равный рассчитанному расстоянию, от Дельтового разлома по азимуту его падения от центральной части области с максимальной интенсивностью проявлений косейсмических деформаций и получен искомым эпицентр с координатами 52.35° с.ш. и 106.67° в.д. Приведенные построения наиболее точно обоснованы согласно имеющимся данным по косейсмическим деформациям в рыхлых осадках.

Описанная поэтапная процедура представляет собой новый методический подход для определения эпицентра землетрясений доинструментального периода,

применение которого целесообразно на территориях, перекрытых чехлом рыхлых осадков.

Исследования проведены при поддержке интеграционного проекта ОНЗ-7.7, РФФИ (проект № 10-05-00072_a) и Минобрнауки РФ (госконтракт).

Литература

1. Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 5. С. 629–636.
2. Гладков А.С., Лунина О.В. Сейсмита юга Восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 3. С. 249–272.
3. Голенецкий С.И. Макросейсмические проявления катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале // Физика Земли. 1996. № 11. С. 3–13.
4. Демин Э.В. Антология Провала: Исторические материалы о катастрофическом Цаганском землетрясении 1862 г. – Провале на Байкале. Улан-Удэ: Администрация Кабанского р-на Респ. Бурятия, 2005. 296 с.
5. Фитингоф А.Х. Описание местности при устье реки Селенги, опустившейся от землетрясений 30 и 31 декабря 1861 года // Горный журнал. 1865. Т. 3, № 7. С. 95–101.
6. Green R.A., Obermeier S.F., Olson S.M. Engineering geologic and geotechnical analysis of paleoseismic shaking using liquefaction effects: field examples // Engineering Geology. 2005. V. 76. P. 263–293.
7. Obermeier S. F., Olson S.M., Green R.A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // Engineering Geology. 2005. V. 76. P. 209–234.
8. Sims J.D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments // Tectonophysics. 1975. V. 29. P. 141–152.

Т.В. Меркулова

**СЕЙСМОАКТИВНЫЕ ОБЛАСТИ И МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ
МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ПРИАМУРЬЯ**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Сейсмоактивные области представляют собой тектонически активные участки земной коры с глубинными флюидно-магматическими системами, действие которой приводит к значительным структурно-вещественным преобразованиям геологической среды. В континентальной части Восточной Азии установлена связь областей повышенной сейсмичности с ареалами распространения магматических образований, в частности отмечается приуроченность областей повышенной сейсмичности к магматическим образованиям кислого состава [7].

В Восточном Приамурье выделяются как обширные области распространения мезозойско-кайнозойских магматических образований кислого состава, так и наблюдаются выходы таких пород по разломам (рис.).

Область повышенной сейсмичности в центральной части Восточного Приамурья пространственно приурочена к выделенной Л.Ф. Мишиным внешней зоне Охотско-Сунгарийской вулcano-плутонической системы [4]. Для верхней части этой системы характерны магматические образования преимущественно кислого состава мезозойского возраста (альб–сеноман). Наиболее сейсмически активна западная граница этой зоны, которая проходит сначала по Тастахскому, затем Хинганскому разломам, первый из которых ограничивает Буреинский массив с востока, второй – проходит внутри массива. Наиболее слабая сейсмическая активность в пределах зоны наблюдается в местах выхода на поверхность вулканогенных пород кислого состава.

По данным глубинных сейсмических зондирований эта вулcano-плутоническая система представляет собой коромантийную структуру. В верхней мантии выделяется низкоскоростная зона – ($V_p \leq 8$ км/с) [2, 3]. В средней части земной коры структуры хорошо выражен слой, ограниченный границами K_1 и K_2 , которые представляют собой расщепление границы Конрада. Границы K_1 и K_2 отделяют верхнюю хрупкую часть земной коры от нижней части коры и образуют слой, который часто называют “ослабленным”, так как он характеризуется повышенной трещиноватостью и флюидонасыщенностью, и в сейсмическом смысле соответствует волноводу. В области распространения кислого магматизма в центральной части Восточного Приамурья к “ослабленному слою” приурочены зоны с пониженной скоростью. Очаги относительно сильных землетрясений ($M > 3$) концентрируются внутри “ослабленного слоя” в диапазоне глубин 15–30 км. За пределами вулcano-плутонической структуры “ослабленный слой” выражен слабо и землетрясения ($M > 3$) наблюдаются на глубине порядка 10–15 км.

Другая область площадного распространения кислого вулканизма – внешняя зона Сихотэ-Алинской вулcano-плутонической системы (сеноман-олигоцен) характеризуется крайне слабой сейсмичностью. По данным глубинных сейсмических исследований в этой зоне коромантийная структура аналогичная описанной выше не наблюдается. По профилю Бикин - Велика Кема низкоскоростная зона наблюдается только в верхней мантии [1,3]. По профилю Спасск-Тадуши низкоскоростные

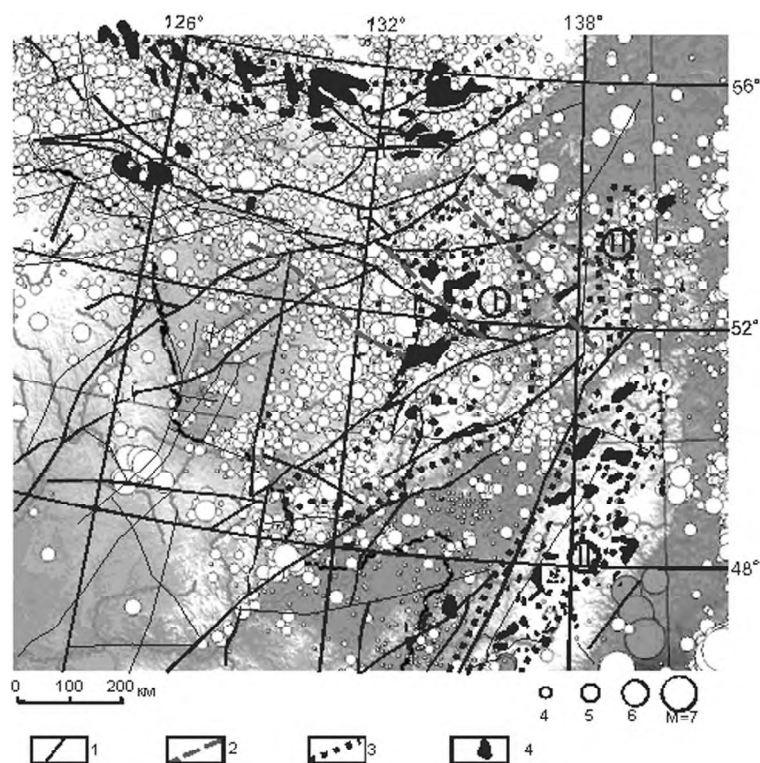


Рисунок. Сейсмичность Восточного Приамурья и ареалы распространения мезозойско-кайнозойских магматических образований кислого состава.

1 – разломы по [6]; 2 – молодые разломы северо-западного направления; 3 – внешние зоны вулканоплутонических систем по [4]; I – Охотско-Сунгарийская, II – Сихотэ-Алинская; 4 – мезозойские и кайнозойские гранитонды.

зоны отмечаются за пределами области распространения образований кислого состава и только в земной коре [1].

По профилю Литовко-Иннокентьевский зона распространения кислого магматизма не контролируется аномалией низких скоростей – в верхней мантии отмечается только область границ с пониженными скоростями, которая охватывает большую площадь, чем зона магматизма [5]. К “ослабленному слою” приурочена зона границ с пониженной скоростью, которая захватывает только западную часть зоны кислого магматизма. Это указывает на то, что область слабых землетрясений не связана с кислым вулканизмом, а обусловлена другим процессом, возможно, кайнозойским рифтогенезом. В пределах профиля землетрясения с $M > 3$ наблюдаются крайне редко, зона слабых землетрясений с $M < 3$ контролируется зоной с пониженными граничными скоростями в средней части земной коры.

Разломы, по которым отмечаются выходы магматических образований кислого состава в Восточном Приамурье, часто сейсмоактивны. Наиболее сейсмоактивны зоны разломов субширотного простирания – Становой, Тугурской и др. В Восточном Приамурье выделяется сеть молодых сейсмоактивных разломов северо-за-

падного направления. По этим разломам наблюдаются выходы гранитов мезозойско-кайнозойского возраста или отмечаются цепочки положительных аномалий магнитного поля, отдельные из которых приурочены к выходам гранитов на дневную поверхность. Разломы северо-западного направления приурочены к границам верхнекоровых блоков, выделенных по данным гравиметрических работ, и хорошо совпадают с разломами, выраженными в рельефе.

Таким образом, в Восточном Приамурье внешняя зона Охотско-Сунгарийской вулкано – плутонической системы в верхней части, которой отмечаются магматические образования кислого состава, представляет собой современную сейсмоактивную область. Внешняя зона Сихотэ-Алинской вулкано-плутонической системы в настоящее время характеризуется слабой сейсмической активностью. Сейсмоактивная зона кислого магматизма – это долгоживущая зона тектонической активизации, для которой характерна коромантийная структура с волноводами в верхней мантии и средней части земной коры. Сейсмическая активность внешней зоны Сихотэ-Алинской вулкано-плутонической системы на современном этапе незначительна, и коромантийная структура, аналогичная описанной выше, не наблюдается. Разломы, к которым приурочены магматические образования кислого состава, как правило, сейсмоактивны.

Литература

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А. и др. Глубинное строение Приморья. М: Наука, 1976. 89с.
2. Бормотов В.А., Горкуша С.В. Сейсмическая модель литосферы Приамурья и связь сейсмичности с глубинным строением Комсомольско-Баджалского района по геофизическим данным // Количественная оценка сейсмической опасности на Дальнем Востоке: Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1991. С. 10–12.
3. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии советской части Азиатской окраина: проблемы и результаты гравитационного моделирования // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы северо-западной пачифики. Хабаровск: Приамур. филиал геогр. об-ва СССР ДВО РАН, 1992. Ч. 1. С. 9–18.
4. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Содатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулканические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 23, № 3. С. 28–47.
5. Потапьев С.В., Спирина Е.Е., Мараханов В.И., Петров А.В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Советская геология. 1979. № 3. С. 84–97.
6. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. 190 с.
7. Турутанов Е.Х., Степаненко А.В., Буянтогтох Б. Сейсмичность и глубинная морфология интрузивных тел Прибайкалья // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири: докл. науч.симпоз. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2010. С. 173–176.

С.В. Мишин

АЛЬТЕРНАТИВАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г. Магадан

Сделано предположение о том, что упругими напряжениями в земных недрах можно пренебречь при рассмотрении масштабных сейсмических событий. Рассматриваются четыре взаимосвязанных процесса, определяющих известные сейсмические эффекты – сейсмическое излучение, сотрясение материальных систем, землетрясение и сейсмическая активность.

1. Сейсмическое излучение представляет собой распространение в материальной среде механического импульса. В источнике излучения происходит переход потенциальной энергии (гравитационной, химической, электромагнитной, упругой) в кинетическую энергию движущихся масс. Массы приобретают импульс и передают его в пространстве по законам удара;

2. Сотрясения материальных систем представляют собой механическое движение связанных масс, которое определяется действием ньютоновских сил, связанных с изменением импульса, принесенного сейсмическим излучением; цунами – сотрясение жидкой среды;

3. Землетрясение есть природный источник сейсмического излучения, действующий при перемещении блока горных пород. Неуравновешенный гидростатически блок в период подготовки толчка взаимодействует составляющей своего веса с прочностью контактовой зоны, в результате чего породы на контакте разрушаются, и блок приходит в движение, приобретая кинетическую энергию и, следовательно, механический импульс. При ударе, вызванном торможением движения, блок отдает среде приобретенный импульс;

4. Сейсмическая активность участка земных недр определяется характером преобразования рельефа участка – перемещением массивных блоков в процессе выравнивания поля веса – наиболее значимого силового поля, действующего на горные породы, складывающего земные недра. Процесс сейсмической активности, или сейсмичность, представляет собой дискретное излучение порций сейсмической радиации (механического импульса), сопровождающее акты перемещения элементов рельефа горных стран.

Наглядной моделью сейсмического события может служить дробление камня с помощью молотка и зубила. Что разбивает камень? Молоток вообще не касается камня в процессе разбивания, зубило контактирует с камнем в узкой зоне, а осколки отлетают от камня далеко от зоны контакта с зубилом. Немного логики и становится ясно, что камень разрушался сейсмическим излучением, сформированным при ударе молотка об обушок зубила и распространившимся вдоль зубила как вдоль проводника сейсмического излучения. В результате удара молотка обушок зубила приобрел механический импульс (количество движения); этот импульс распространился со скоростью сейсмических волн вдоль металла и был передан камню в зоне его контакта с зубилом. Изменение количества движения по определению есть ньютоновская сила и действует эта сила на поверхности волнового фронта, на границе, разделяющей в данный момент частицы камня еще не приобретшие импульс от частиц уже обладающих импульсом. Действие ньютоновских сил приводит к

разрыву сплошности камня, а избыток импульса определяет движение массивных обломков.

Простые эксперименты позволяют установить, что сейсмические сигналы от ударов равной энергии неодинаковы – амплитуды сигналов пропорциональны значениям ударяющих масс. При ударах, отдающих среде равные количества движения (поступательный импульс), интенсивности сейсмических сигналов одинаковы в пределах погрешности измерений.

Таким образом, сейсмическое событие можно характеризовать интенсивностью сейсмического излучения – значением переданного в среду импульса, а также распределением в пространстве и во времени ньютоновских сил – производных импульса по времени.

Землетрясение – это удар при торможении сместившегося в поле силы тяжести блока горных пород. Если **масса** блока M упадет с **высоты** h , то блок приобретет кинетическую **энергию**, равную потенциальной $E = Mgh$. При этом масса M приобретет импульс

$$P = M\sqrt{2gh} \text{ (т.к. } E = P^2/2M = Mgh)$$

Импульс – важная характеристика сейсмического события, поэтому характеризовать очаг землетрясения следует именно в единицах импульса (кгм/с). Величины “магнитуды” и/или “энергетического класса” должны иметь размерность импульса. Магнитуда M_2 соответствует импульсу 10^9 кгм/с, а $M_5 \approx 10^{13}$ кгм/с.

Сформированный в процессе удара блока пакет сейсмического излучения (механического импульса) распространяется в окружающей среде в виде сферического слоя со скоростью сейсмических волн. Значение импульса остается постоянным, а поверхность сферического слоя непрерывно увеличивается, отчего плотность импульса на поверхности фронта излучения непрерывно падает. **Плотность импульса** на единицу площади фронта на расстоянии R от места удара (очага землетрясения) можно оценить значением:

$$G = P/4\pi R^2 \text{ (кгм/с/м}^2\text{)}$$

При передаче импульса от одних частиц среды другим действуют ньютоновские силы $F = dP/dt$, поэтому фронт излучения создает **давление** на окружающую среду

$$N = dG/dt \text{ (Н/м}^2\text{)}.$$

Именно давление волнового фронта создает известные сейсмические эффекты – движение массивных тел, разрушение строений и пр. Величина давления зависит от плотности импульса на поверхности фронта излучения и от длины волны излучения (времени нарастания импульса в процессе удара). В очаге продолжительность удара можно оценить временем распространения продольной волны в теле блока:

$$Dt = L/v_p \text{ (} L \text{ – длина блока, } v_p \text{ – скорость продольных волн)}.$$

В процессе распространения импульса в неоднородной среде, волновой пакет изменяется, становится сложнее, поэтому при оценках величины сейсмического давления N мы считаем возможным использовать время нарастания амплитуды первого вступления на сейсмограмме (четверть первого периода колебаний) в качестве средней **продолжительности действия** фронта τ . Тогда сред-

ная величина **давления** фронта на окружающую среду на расстоянии R от очага составит:

$$f = G/\tau.$$

Эти простые соотношения ньютоновской механики позволяют грубо оценивать основные параметры процесса землетрясения. Почти такие же соотношения могут применяться для оценки параметров сейсмического действия взрывов. Удар при торможении блока массой 3×10^{12} кг (1 км^3 пород), сместившегося на 1 м, вызовет землетрясение магнитуды 5, а Спитакское землетрясение 1988 года можно интерпретировать как смещение блока объемом 40 км^3 на 1 м по высоте. При взрывах потенциальная химическая энергия переходит в кинетическую энергию массы продуктов ВВ и формирование пакета сейсмического излучения, сейсмическое излучение от взрыва идентично излучению при ударах.

Фронт сейсмического излучения создает давление на среду за счет изменения импульса (ньютоновская сила). Давление 10^4 Н/м^2 соответствует 4–5 баллам макросейсмической шкалы MSK-64, а давление 10^6 Н/м^2 – 8–9 баллам.

Анализ сейсмической активности Магаданской области за 40 лет показал, что землетрясения региона происходят, главным образом, в виде роев или серий. Определенная зона территории активизируется на период 1–3 года, следующая активизация отмечается на другом, часто значительно удаленном участке. Мы интерпретируем этот факт, как связь сейсмичности с горными сооружениями, которые трансформируются в поле тяготения.

Упругие напряжения, которые постулируются современными сейсмологами, никогда не измерялись, оттого оценки запасов упругой энергии, как правило, остаются неопределенными.

Напряженное состояние материала земных недр определяется, в основном, весом вышележащих пород. Землетрясения происходят вблизи земной поверхности оттого, что внутри земли – невесомость. Сейсмическая активность приурочена к зонам максимальных градиентов потенциальной энергии тяготения – землетрясения Тихоокеанского кольца приурочены к склонам глубоководных впадин и к склонам Анд, воздымающихся на 10 км над океанским дном.

Запасы потенциальной энергии сосредоточены в горных сооружениях – массы горных пород, возвышающиеся над окружающим ландшафтом, давят своим весом на опоры, удерживающие их в равновесии. В соответствии с кинетической теорией прочности материал не может существовать под нагрузкой бесконечно долго [1] – опоры разрушаются, и блоки горных пород смещаются в поле тяготения. В качестве наглядного примера горного сооружения рассмотрим остров Завьялова, располагающийся в Охотском море в 50 км от г. Магадана. Масса горных пород, возвышающихся над морем, составляет 120 млрд тонн. Высшая точка острова достигает 1116 м над уровнем моря – давление под этой областью на уровне моря превышает 3000 т/м^2 . Если все горное сооружение 1 массой 10^{14} кг опустится на 1 м, то энергия события составит $E = 10^{15}$ Дж, и выделенный импульс (сейсмическое излучение) составит $P \approx 4 \times 10^{14}$ кгм/с. Плотность импульса на фронте излучения по достижении Магадана составит $G \approx 10^4$ кгм/с/м², а сейсмическое давление не превзойдет $N = 10^5 \text{ Н/м}^2$. Такое давление соответствует семибалльным сотрясениям нормативной шкалы. Такое перемещение горных масс лишь один из многих возможных вариантов их движения. Сооружение и каждый его элемент опираются на

внешние элементы среды, так же как и строительная конструкция. Устойчивость конструкции определяется множеством факторов – прочность скальных пород, их раздробленность или сланцеватость, формы элементов, связанных в конструкцию, длительность существования системы, ее влагонасыщенность и пр. Землетрясения, по-видимому, случаются на глубинах 5–10 км, где давления составляют 15000–30000 т/м². Движения увлекают объемы геологических тел до нескольких км³. Чем глубже опорный горизонт, тем больше давление, создаваемое сооружением. А зоны пород, располагающиеся рядом с опорной зоной, подвергаются давлениям на 3000 т/м³ меньше.

За 40 лет сейсмические станции зарегистрировали 23 землетрясения в районе острова Завьялова (на участке с координатами 58,8–59,5° с.ш. и 150–151° в.д.). Район острова располагается вне зоны магаданской сети станций, поэтому в статистике возможны погрешности как в определении положений очагов, так и в интенсивности толчков. Энергетические классы зарегистрированных землетрясений имеют значения от $K = 7$ до $K = 11$. Как и на всей территории области здесь землетрясения нередко происходят сериями – в 1977 г. отмечено 6 толчков энергетических классов от 7 до 10, в 1985 – 5 последовательных событий от $K = 9.3$ до $K = 10.8$, в 1991 – 4 землетрясения энергетических классов от 8 до 10. На территории Магаданской области множество горных сооружений, остров Завьялова рассматривается нами здесь как очевидная отдельность над ровной поверхностью моря.

Литература

1. Журков С.Н. Дилатонный механизм прочности твердых тел. // Физика прочности и пластичности. Л.: Наука, 1986. С. 5–11.
2. Мишин С.В. Природа сейсмических процессов. Магадан. Деп в ВИНТИ № 2849–79Деп, 1979. 251 с.
3. Мишин С.В. Элементы сейсмологии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 166 с.
4. Мишин С.В. Сейсмические процессы и сохранение импульса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 115 с.
5. Мишин С.В., Шарафутдинов В.М. Параметры процесса землетрясения // Вестник СВКНИИ ДВО РАН. 2007. №1. С. 64–70.
6. Физика сейсмического излучения: гипотезы и эксперименты / Авт. Л.И. Измайлов, С.В. Мишин, В.Н. Силантьев и др. Магадан, 1987. Деп. в ВИНТИ N8482–B87.156 с.

С.В. Мишин**К СТОЛЕТИЮ ГИПОТЕЗЫ УПРУГОЙ ОТДАЧИ***Северо-восточный КНИИ ДВО РАН, г. Магадан*

Гипотеза упругой отдачи была сформулирована по общему мнению в работе “Reid H.F. The California Earthquake of April 18 1906. Y.2. The Mechanics of the Earthquakes. The Carnegie Inst. – Washington. 1910.” На основе материалов обследования эпицентральной области землетрясения 1906 года в Сан-Франциско Г.Рейд сформулировал гипотезу “упругой отдачи”, которой было суждено сыграть заметную роль в последующем развитии сейсмологии. Смысл этой гипотезы понятен из следующего рассуждения Рейда (цитируем по книге Б.В.Кострова “Механика очага тектонического землетрясения” :

“Невозможно, чтобы горная порода разрушилась, не будучи предварительно подвергнута действию упругих напряжений, больших, чем она может выдержать; единственными мыслимыми способами быстрого приложения этих напряжений является взрыв или быстрое устранение или добавление материала под некоторой частью коры. Как взрыв, так и быстрое течение расплавленных пород связаны с вулканическими землетрясениями, которые здесь не рассматриваются; поскольку происходят землетрясения, не связанные с вулканической деятельностью, мы приходим к заключению, что кора во многих частях Земли медленно перемещается, и разности перемещений в соседних областях создают упругие деформации большие, чем порода может выдержать, затем возникает разрыв, и деформированные породы испытывают отдачу под действием их собственных упругих напряжений, пока эти деформации в значительной степени или почти полностью не будут сняты...” [4, с. 29].

Гипотеза упругой отдачи была встречена сейсмологами прохладно, однако к середине XX века она стала преобладающей и стала именоваться теорией упругой отдачи. Важную роль в этом преображении сыграли работы Б.В. Кострова. Б.В. Костров писал: “Представления Рейда об очаге тектонического землетрясения, сформулированные в его теории упругой отдачи, хотя и подвергались критике в частности, никогда не отвергались целиком никем из сейсмологов” [4, с. 5]. В своей книге Костров дал четкое “формальное определение очага тектонического землетрясения”:

1. Очаг тектонического землетрясения представляет собой разрыв сплошности материала Земли по некоторой (плоской) площадке.
2. Разрыв возникает под действием (сдвиговых) упругих напряжений, накопленных в процессе тектонической деформации, и приводит к полному или частичному снятию этих напряжений на площадке разрыва.
3. Разрыв возникает сначала в малой области (точке), а затем распространяется от нее со скоростью, не превосходящей скорости продольных волн (принцип причинности).
4. Соответствующий очагу тектонического землетрясения разрыв является разрывом скольжения, т.е. взаимное перемещение его берегов по нормали к площадке (отрыв) равно нулю.

5. Материал Земли вне поверхности разрыва остается линейно-упругим.”[4, с. 33].

В 1980 г. опубликована в США и в 1983 г. переведена на русский язык двухтомная монография К.Аки и П.Ричардса “Количественная сейсмология” [1], которая содержит подробный математический анализ упругой модели очага землетрясения. Аки и Ричардс пишут совершенно определенно: “... Используемые в сейсмологии модели по существу являются математическими. Физические предпосылки их обычно весьма просты и содержат в основном уравнения движения, закон Гука и несколько других уравнений” [1, с. 526].

Уже в 2009 г. И.П. Добровольский формулирует упругую модель процесса тектонического землетрясения: “Тектоническое землетрясение состоит в превращении части высвобожденной упругой потенциальной энергии в кинетическую энергию сейсмических волн. Упругая потенциальная энергия может накопиться лишь в напряженной среде, обладающей упругими свойствами. Следовательно, тектоническое землетрясение может возникнуть только при наличии тектонических напряжений, которые, тем самым, играют ведущую роль в этом процессе, а динамически развивающийся разрыв разгружает среду. Отсюда следует, что очаг тектонического землетрясения является не источником энергии, а источником сейсмических волн, инициатором превращения потенциальной энергии в другие виды энергии, причиной импульсной разгрузки среды. Это обстоятельство радикально отличает очаг тектонического землетрясения от взрыва, при котором почти вся энергия будущих сейсмических волн концентрируется в очаге.” [3, с. 24].

“Энергия подготовки – это приращение ДУ упругой потенциальной энергии среды, вызванное появлением неоднородности” [3, с. 46].

Мы полагаем, что рассматриваемая во множестве современных публикаций модель процесса землетрясения принципиально неверна. “Радикальное отличие” землетрясения от взрыва совершенно не отражается на сейсмограммах, регистрируемых в самых разных условиях. Рис. 1 демонстрирует сейсмограммы тектонического землетрясения, промышленного взрыва, а также удара и взрыва, полученные в лабораторных условиях. Без дополнительной информации сейсмологи не могут различать по сейсмограммам удары, взрывы и землетрясения.

Современные сейсмологи различают также землетрясения тектонические, вулканические и обвальные. Предполагается, что эти землетрясения имеют разную природу. При тектоническом землетрясении происходит разрядка упругих напряжений, при обвалах – удар падающей массы горных пород, при взрывах сейсмические сигналы формируются давлением газов при химических превращениях взрывчатки (или ядерных процессах). Однако критерии различия сейсмограмм таких “разных” процессов весьма неопределенны, отличить сейсмограмму слабого тектонического землетрясения от сейсмограмм взрыва или обвала практически непросто. Вулканические землетрясения, как показано [Зобин, 1979], мало отличаются от тектонических толчков.

В течение сотни лет сейсмологи кропотливо исследуют возможности превращения колоссальных запасов упругой энергии в катастрофические события. Но математика не может исправить неверную физику. В основе гипотезы лежит удивительное событие: огромное деформированное геологическое тело вдруг упруго восстанавливает свою форму. Принять всерьез такое чудо могут люди либо наивные,

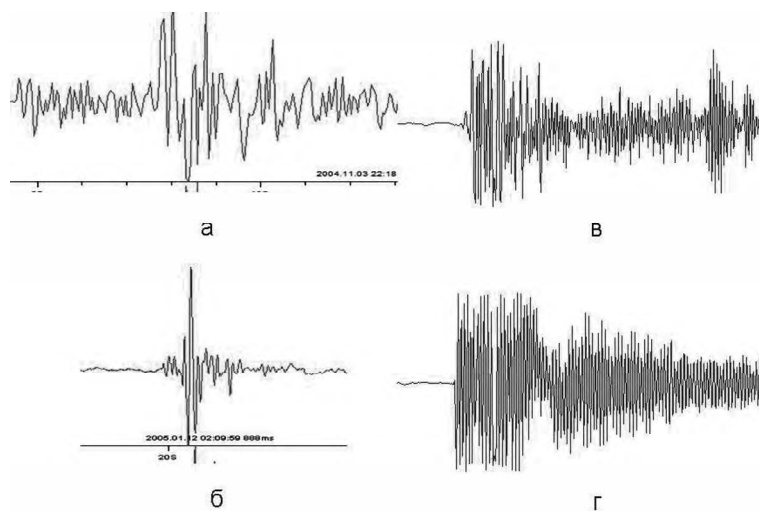


Рис. 1. Сейсмограммы сейсмических событий.

либо весьма практичные. “Трудно искать черную кошку в темной комнате, особенно, когда ее там нет”. А колоссальных запасов упругой энергии в земных недрах нет. Впрочем, какой-то римский папа якобы поделился приятным наблюдением: “Басня об Иисусе Христе хорошо кормит!” Упругая отдача создала множество замечательных работ, увенчанных нимбами докторских диссертаций.

Инженеры и даже дети знают, что упругая энергия не применяется в технических устройствах значительной мощности.

Упругая энергия не аддитивна, т.е. энергии упругих тел не складываются, как складывается вес положенных друг на друга предметов. Закон Гука справедлив для небольших тел, при действии небольших нагрузок на короткое время. В земных недрах огромные массивы подвергаются многотонным весовым нагрузкам в течение тысяч лет. Очевидная для нас узость взглядов современных сейсмологов связана с недостаточностью, а в ряде случаев и с ошибочностью основных физических предпосылок, положенных в основу математического анализа. Эту же мысль выражал известный сейсмогеолог Г.П. Горшков в своей последней монографии. Он отмечал: “...отсутствие законченной теории физических процессов, связанных с возникновением землетрясений, я бы сказал больше: наличие широко распространенной, но необоснованной гипотезы, лежащей в основе многих современных исследований в области сейсмологии, тормозит работу, уводит ее в сторону ложных путей и не приводит и не может привести к положительным результатам” [2, с. 63].

Гипотеза упругой отдачи постулирует накопление (а не релаксацию) упругих напряжений и разрядку этих упругих напряжений с невероятной мощностью, характерной для процессов землетрясения.

Еще одно удивительное обстоятельство характеризует современные модели очага. Описывая механический процесс, теоретики совершенно игнорируют понятия массы и импульса (например, на 880 страницах двухтомника Аки и Ричардса

термин “количество движения” встречается 1 раз – ядро функции Грина, оказыва-ется, имеет размерность количества движения). “Фундаментальная характеристика” очага землетрясения – сейсмический момент – измеряет, собственно говоря, сопротивление площадки A перемещению невесомого предмета на расстояние U . Понятие кинетической энергии, которую должны приобретать смещающиеся массы, вообще не анализируется. Зато разрыв связей в среде, который безусловно потребляет энергию землетрясения, оказывается основной количественной характеристикой излучения в такого рода моделях. Поэтому описание процесса землетрясения делится на две несвязанные части – сначала анализируется процесс смещения невесомого элемента, а затем произвольно задается значение смещения, которое анализируется на основе волнового уравнения.

Б.В.Костров вполне определенно пишет: “... Динамическое описание разрыва, вытекающее из механики разрушения, приводит к граничной задаче динамической теории упругости, неразрешимой в общем виде, и поэтому не позволяет изучить связь сейсмического излучения с процессом вспарывания разрыва с той общностью, которая необходима для постановки обратной задачи – извлечения информации об очаге из сейсмических наблюдений. Кинематическое описание, т.е. задание вектора смещения на разрыве как функции точки и времени, в этом отношении гораздо удобнее, т.к. при таком описании удается построить самое общее решение задачи об излучении” [5, с. 89]. Говоря определеннее, можно сказать, что кинематическое описание процесса, игнорирующее законы динамики, позволяет свести концы с концами при пользовании физически несостоятельной моделью упругой отдачи. При этом даже качественное совпадение результатов анализа с наблюдениями умиляет авторов кропотливых исследований.

Землетрясения происходят в непрозрачной жесткой среде, отчего процессы в очагах не наблюдаются непосредственно. Анализ таких процессов проводится умозрительно. Гипотеза упругой отдачи – не единственное объяснение процессов, происходящих в очагах землетрясений. Имеется оригинальная гипотеза А.А. Воробьева о подземной молнии [2] и наша ударная модель, восходящая к Е. Зюссу и Б.Б. Голицыну [6, 7].

Литература

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983, 880 с.
2. Воробьев А.А. Физические условия залегания глубинного вещества и сейсмические явления. Томск: ТГУ, 1974. Ч. 1, 272 с.; Ч. 2. 228 с.
3. Горшков Г.П. Региональная сеймотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. М.: Наука, 1984. 272 с.
4. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.
5. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 172 с.
6. Мишин С.В. Сейсмические процессы и сохранение импульса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 115 с.
7. Мишин С.В., Шарафутдинов В.М. Параметры процесса землетрясения // Вестник СВКНИИ ДВО РАН. 2007. № 1. С. 64–70.

Е.А. Мясников

**ПОТЕНЦИАЛЬНО СЕЙСМООПАСНЫЕ ЗОНЫ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ ПО
МОРФОСТРУКТУРНЫМ ДАННЫМ**

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

До 70-х годов XX века почти вся территория Нижнего Приамурья официально оценивалась в 5 баллов, как фоновая по шкале MSK-64, согласно Карте сейсмического районирования СССР 1970 г. Лишь небольшой пограничный с Китаем участок хр. Помпеевский, да узкая прибрежная полоса континента от зал. Александры на юг до широты 44° , а также северная часть о. Сахалин относились – к 6-балльным, а крайний северный участок и юг Сахалина – к 7-балльным зонам. Однако, за период с 1865 по 2010 гг. на исследуемой территории зафиксированы сотни землетрясений различной интенсивности (материалы Л.С. Оскорбина, Б.М. Козьмина, Б.А. Пышкина, Мей-Ши-Юня и др.).

В последние годы проведены специальные профильные и площадные геофизические работы по изучению глубинного строения региона и связью его с сейсмичностью [3, 4 и др.]. Созданы соответствующие модели и сделан вывод о высокой сейсмичности региона. В результате упомянутых и других исследований на территорию Нижнего Приамурья составлены относительно подробные карты и дано описание зон вероятных очагов землетрясений и сейсмического районирования [1].

С учетом вышеуказанных и других данных [2, 5 и др.], автором выполнены морфосеймотектонические разработки по оценке современной геодинамике и сейсмической опасности на морфоструктурной основе. Были установлены связи ряда морфоструктур с прямыми признаками сейсмической активности (эпицентры землетрясений и палеосейсмодислокации), а также с косвенными признаками (повышенные градиенты аномалий силы тяжести, электропроводности, инверсии скоростей сейсмических волн, современные проявления гидротерм, а также различные формы аномально высоких эндогенных и экзогенных геоморфологических процессов). В результате, основными зонами потенциальной сейсмической опасности оказались те морфоструктуры и морфотектонические участки, в пределах которых происходили неоднократные накопления и релаксации напряжений сжатия, растяжения или сдвига в пределах долгоживущих каркасных глубинных разломов преимущественно высокопорядковых морфоструктур.

В первую очередь к ним относятся фрагменты линеамента Амур–Сунгари–Хуанхэ (ЛАСХ). Ширина основной части ЛАСХ в пределах региона заметно варьирует: ~450 км (в условном створе Облучье–Бикин), ~350 км (Биракан - Комсомольск-на-Амуре – Гурское), а на Сахалине ~350 км (м. Елизаветы – Тырмовское) плюс еще ~50 км к северу (предположительно на акватории Сахалинского залива). При более детальном изучении инфраструктуры данного отрезка ЛАСХ, в отношении зон повышенной сейсмической опасности, довольно уверенно выделяется осевая и две периферийные продольные подзоны, несколько поперечных подзон, а также множество локальных МЦТ.

Осевая продольная потенциально сейсмоопасная подзона условно ограничена с юго-востока предположительно единой системой разломов, проходящей от района г. Хабаровска до района п. Де-Кастри и далее на Сахалин, а с северо-запада

также ограничена единой системой крупных разломов (Курский, Киселевский, Ишу-Харпийский и др.). Эта подзона характеризуется максимальным сгущением субпараллельных разломов северо-восточного простирания. Кроме того, здесь сосредоточены центральные части крупных (Средне-Амурская, Амуру-Уссурийская, Комсомольская и Удыльская) и более мелкие морфоструктуры центрального типа (МЦТ), вместе образующие “цепочечные”, “гирляндовые” и более сложные группировки. При этом внешние кольцевые разломы крупных МЦТ выходят за пределы осевой подзоны, особенно с юго-востока, и представлены в основном дугowymi горными хребтами. В осевой подзоне располагается большинство локальных кайнозойских грабенов и поднятий, пространственное размещение и строение которых определяется сложным взаимоотношением линейных и кольцевых разломов упомянутых морфоструктур. Так, общее простирание грабенов и разделяющих их горстов ориентировано в северо-восточном направлении согласно ЛАСХ. Однако, попадая в зону влияния, например, Средне-Амурской МЦТ, они приобретают эллипсообразную в плане форму и волнообразно чередуются относительно центрального Даргинско-Волоньского валообразного поднятия. Кроме того, в осевой подзоне сконцентрировано также много более низкорядковых МЦТ. Большинство из них сформировалось главным образом в мезозое-кайнозое, а в настоящее время они или “впаяны” в более крупные линейные блоки, испытывающие сдвиги по северо-восточным разломам, или сами имеют признаки ротационных вращений, будучи заключенными между блоками или разломами ЛАСХ.

Периферийные потенциально сейсмоопасные продольные подзоны окружают осевую подзону, а их внешние границы условно проходят по системам разломов вдоль долин рек Бурей, Амгунь, Мулинхэ, Алчан, Бута и др. Для этих подзон характерны: 1 – относительно меньшая концентрация субпараллельных разломов северо-восточного простирания и МЦТ ротационного генезиса (на характеристике последних специально остановимся позже); 2 – среди ротационных МЦТ преобладают S-образные, Z – образные и “пучкообразные”, причем они здесь часто диссимметричные; 3 – линейные морфоструктуры не всегда устойчиво вытянуты в северо-восточном направлении и часто образуют узлы веерообразного и дугообразного расщепления крупных разломов (вблизи Буреинской впадины, в районе S-образного изгиба долины р. Амгунь у поселка Полина Осипенко, на водоразделе Самарги и Солори, вблизи устья р. Алчан и др.).

Поперечные потенциально сейсмоопасные подзоны более всего сконцентрированы: вблизи государственной границы на Китайской территории; вдоль долины р. Тьрма и нижних частей рек Бира и Кукан (ниже г. Биробиджан и п. Томское); вдоль бассейнов рек Дубликан и Ярап, северо-западного отрезка р. Кур; вблизи г. Комсомольска-на-Амуре и п. Полины Осипенко (Эворон-Чукчагирская группа впадин); в районе северо-западных разворотов долины Амура (п. Мариинское – долина р. Джук) (долина р. Джапи – устье Амура); а также на о. Сахалин и прилегающих акваториях. Эти подзоны являются главным образом фрагментами глубинных разломных зон Амурской мега-МЦТ. Специфической особенностью их в пределах зоны ЛАСХ можно назвать: признаки смещения отдельных отрезков по северо-восточным разломам, а также их виргации и клиновидные (или в виде “конского хвоста”) формы с преобладающей ориентировкой острых углов на северо-запад. В целом же, в зонах глубинных разломов Амурской и Алданской мега-МЦТ наиболее

типичны современные субвертикальные геодинамические движения по каркасным разломам как мега-МЦТ, так и более низкопорядковых морфоструктур центрального и линейного типов. Как правило, это вызвано развитием высокопорядковых вулcano-плутонических и плутонических, а также локальных магматогенно-сводовых морфоструктур. Они наиболее активно формировались в основном в мезозое-кайнозое, а в настоящее время (в виду оставшихся плотностных неоднородностей или остаточных сдвиговых, термо-флюидных и других потоков) – испытывают дифференцированные движения по активизированным каркасным разломам. Интенсивность соответствующих субвертикальных и субгоризонтальных движений усиливается, а тип движений усложняется, если эти морфоструктуры оказываются в зонах геодинамического влияния ЛАСХ или других высокопорядковых морфоструктур. К последним относятся главным образом – зона растяжений земной коры вдоль сопряжения континента и окраинных морей, в том числе зона Татарского рифта, а также северные фрагменты глубинных разломов Япономорской мега-МЦТ.

Кольцевые потенциально сейсмоопасные, предположительно ротационные морфоструктуры (РМ) в основном группируются вдоль крупных разломных зон (ЛАСХ и др.). Из всего множества РМ можно выделить три основных морфогенетических подтипа, условно названных — массивные ротационные (МР), вихревые (ВР) и пучковые (ПР) морфоструктуры. Основная геологическая природа первых связана с круговой ротацией жестких массивов, вторых – с вихревой ротацией блоков консолидированного основания, третьих – с сдвиговой пучкообразной ротацией отдельных блоков в виде “конского хвоста”. При этом, в отличие от сводовых морфоструктур, здесь тектогенная составляющая зачастую значительно преобладает над магматогенной и метаморфогенной, а пространственно-временное омоложение конформных комплексов горных пород имеет в основном центростремительный вид (типа “смерча”), а не центробежный, как у сводовых. Кроме того, эволюция магматических комплексов в РМ зачастую имеет антидромный характер (от кислых к основным разностям), тогда как в сводовых наоборот – гомодромный. И, наконец, для РМ характерны преимущественно отрицательные формы. Каждый подтип еще подразделяется на несколько видов, в зависимости от начальной, средней и зрелой стадии их развития, соответствующих слабой, средней и высокой амплитуде вращения РМ.

Необходимо подчеркнуть такую, на наш взгляд, принципиально важную особенность – дуговые и кольцевые разломы являются одними из наиболее сейсмоопасных зон, так как именно они зачастую фиксируют кульминационные стадии развития морфоструктур центрального и линейного типов. К такому заключению автора привели многочисленные собственные исследования и литературные данные наблюдений природных объектов и экспериментальных моделей. А именно: кольцевые разломы магматогенных МЦТ образуются в период их кардинальной тектонической перестройки (опустошение глубинных и близповерхностных очагов и обрушение надочаговых построек); дугообразные разломы РМ возникают при критических напряжениях сдвиговых и вращательных движений на границах монолитно-целостных линейных и изометричных блоков; дуговые формы бухт и других аналогичных тектонических нарушений в зонах растяжений континентальных окраин и мега-МЦТ окраинных морей часто формируются при максимальной степени гравитационной и сейсмогравитационной деструкции этих структурно предпо-

ределенных тектоно-денудационных зон ; кольцевые и веерообразные разломы взрывообразно возникают “на конце растущей трещины” – как релаксация напряжений растяжения и т.д.

Таким образом, проведенные исследования уточняют и дополняют имеющиеся материалы по указанной проблеме и могут быть использованы при изучении и картографировании сейсмоопасных явлений на других территориях Дальнего Востока России.

Литература

1. Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С. и др. Сейсмоструктура и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
2. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
3. Кузнецов В.Е., Бормотов В.А., Войтенко А.А., Копылов М.И. Глубинные предпосылки нефтидогенеза в связи с прогнозной оценкой Среднеамурской впадины // Геология и геофизика Приамурья (40 лет геофизической экспедиции). Хабаровск, 1997. С. 30–39.
4. Бормотов В.А., Гордеев Е.И., Малышев Ю.Ф., Родионов С.М., Шарафутдинов В.М. Глубинное строение и сейсмичность Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. 1 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 47–92.
5. Кулаков А.П., Мясников Е.А., Тащи С.М., Цю Шаньвень, Ван Сыкуй, Лю Юньлян, Сун Чанчунь. Трансрегиональный линеймент Амур–Сунгари–Хуанхе: морфоструктура, эволюция, геодинамика // Тихоокеан. геология. 2001. № 4. С. 47–60.

Е.А. Мясников

**ОЦЕНКА КОМПЛЕКСНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ
УБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ ВЛАДИВОСТОКСКОЙ
АГЛОМЕРАЦИИ)**

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Комплексная геодинамическая опасность является результатом совместного действия эндогенных, экзогенных и техногенных составляющих [2].

Эндодинамическая опасность. Взгляды на сейсмичность территории Приморья, в том числе и Владивостокской агломерации, претерпевали изменения, что вполне естественно. Южное Приморье, по А.В. и Н.А. Олейниковым [1], подразделено на районы потенциальной сейсмичности.

Территория агломерации и акватория Амурского залива входят в состав Западного сейсмического района. Здесь выделяются Славянский и Песчаный сейсмические узлы, где потенциальная сейсмичность составляет 8–9 баллов. Амурский залив, п-ов Муравьева-Амурского, северо-западная часть о. Русского, правая часть бассейна р. Артемовки и низовья р. Раздольной включены в 7–8-балльную зону потенциальной сейсмичности. Акватории Уссурийского залива и прилегающей части залива Петра Великого, а также архипелаги, в том числе и большая часть о. Русского, имеют потенциальную сейсмичность менее 7 баллов.

Соглашаясь с предложенной схемой сейсмического районирования, считаем необходимым сделать некоторые комментарии. Согласно нашим морфоструктурным построениям архипелаги относятся к активно развивающимся геолого-геоморфологическим системам (ГГС) деструктивного типа. Отсутствие данных о сейсмичности этой системы не может считаться решающим аргументом. Так, на п-ове Муравьева-Амурского известны одно 6-балльное и одно 7-балльное сейсмические события за период всего лишь около 160 лет.

Надо иметь в виду, что на островах почти нет контрастных форм рельефа, что затрудняет поиск сейсмодислокаций, часть из них, возможно большая, скрыта под морскими водами. Сами острова являются останцами блоков – относительных целиков, а это означает, что дислокации большей частью тяготеют к зонам взаимодействия относительных целиков с грабенами и квазиграбенами бухт и проливов. Наконец, микроформы рельефа островов не изучены, в том числе и на предмет наличия палеосейсмодислокаций. Не изучено и дно акватории Уссурийского залива. Исходя из изложенного, считаем преждевременным исключение из 7–8-балльной зоны архипелагов и акваторий. Допускаем, что сейсмичность в 7–8 баллов является фоновой для всего Южного Приморья и шельфа залива Петра Великого. Она обусловлена разрушением окраины континента, и втягиванием ее в морфоструктуру глубоководной части Японского моря.

При описании морфоструктур Берегового и Океанского хребтов, квазиграбенов – долин р. Богатой и Сухой речки обращалось внимание на их возможную активность в позднечетвертичное время, в том числе и в настоящее. Приводилось описание различных микроформ рельефа в долине р. Богатой, сейсмодислокационная природа которых весьма вероятна [2]. Поиск сейсмодислокаций затруднен, так как велико здесь количество техногенных форм [1]. Более того, при строитель-

стве объектов вполне могли быть использованы неровности рельефа, имеющие сейсмогенную природу.

Опираясь на результаты морфоструктурных построений и учитывая изложенные выше соображения, считаем возможным отнести морфоструктур Берегового хребта, долин р. Богатой и Сухой речки к узлам с потенциальной сейсмичностью 8–9 баллов.

Зона Муравьевского западного разлома, которая протягивается полосой от нижнего течения р. Богатой через п-ов Шкота и далее к островам, характеризуется большим количеством блоков – относительных целиков и линейных кор выветривания.

Поиски сейсмодислокаций на этой нижней ступени рельефа – дело безнадежное, так как это район сплошных или почти сплошных техногенных форм. Осовы и отседания блоков вынудили железнодорожников укрепить часть откосов в прибрежной части залива. Нижняя ступень не только находится в сфере влияния впадины Амурского залива, но и вовлекается в опускание. Существует еще одна ступень, которая находится в настоящее время под уровнем моря. Здесь мы видим аналогию со ступенями западной части Амурского залива и прибрежной равнины. Там выделены два узла с потенциальной сейсмичностью 8–9 баллов. Есть основания считать, что аналогичную зону можно выделить и вдоль восточной части залива в месте взаимодействия морфотектонопары горст - грабен.

При характеристике прибортовых частей Угловской, Заводской и Комаровской впадин обращалось внимание на состав и условия формирования кневичанской толщи и ее морфотектонические позиции [2]. Кроме этого, указывалось, что на ступенчатом горсте-хребте существует большое количество узких протяженных отрицательных форм рельефа, переходящих из одного речного бассейна в другой. Сохранность таких форм могла быть обусловлена их относительной молодостью. Формирование этих понижений связывается с расседаниями в различных частях хребта-горста. Для суждения о сейсмичности структур необходимы специальные полевые наблюдения. Оставляя эти участки в 7-8-балльной зоне потенциальной сейсмичности, мы не исключаем того, что здесь могут иметь место и более сильные землетрясения (8–9 баллов).

Относительно низкая сейсмическая активность присуща центральным и промежуточным зонам таких впадин, как Угловская и Шкотовская, Уссурийского залива и др.

Таким образом, на территории агломерации есть несколько аномалий, где опасность может быть выше на 1–2 балла.

Экзодинамическая опасность. Контрастность форм рельефа, их линейные, угловые и высотные параметры в сочетании со структурными особенностями вещественных комплексов определяют возможность протекания тех или иных типов экзогенных процессов и образования соответствующих форм.

Слабая и очень слабая экзодинамическая опасность характерна для районов с малоcontrastным рельефом: равнины, в том числе и подводные, увалы, плато, выровненные поверхности. Здесь развиты преимущественно овраги, ложбины стока, промоины, небольшие трещины, оплывины, просадки, бугры пучения. При землетрясениях такие формы теряют или приобретают новые значения параметров, однако почти во всех случаях опасность остается в пределах очень слабой – слабой и может усиливаться не столько от сейсмических событий, сколько от неразумного антропогенного вмешательства.

Умеренная экзодинамическая опасность свойственна мелкогогорьям и холмогорьям со средними, а высокая и очень высокая с большими уклонами поверхности. Здесь целесообразно выделять несколько типов районов.

Первый тип. Кайнозойский чехол, в том числе и склоновые отложения, слагают более 70 % площади выдела, а глубины вреза водотоков не выходят за пределы мощности чехла. В долинах рек происходит относительно активный экзогеоморфогенез, который обычно усиливается эндогеоморфогенезом. На междуречьях геоморфогенез ослаблен. Поэтому важное значение приобретают вертикальная, горизонтальная или общая расчлененность рельефа, наличие резких перегибов склонов. Здесь обычно сосредоточиваются процессы, опасность проявления которых достигает умеренной. Это те же микроформы рельефа, которые характерны для зон со слабой и очень слабой экзодинамической опасностью, но их контрастность, параметры и другие показатели выше. На бортах долин появляются ступени, наклонные блоки, деформированные части гривок и склонов, перекосы и др.

Второй тип. Районы, где кайнозойский чехол слагает 30–70 % площади выдела. Водотоки высшего и среднего порядков врезаются ниже подошвы чехла. Это обычно поверхности нижних частей склонов холмогорий, плато и мелкогогорий. Поперечные профили речных долин имеют трапециевидную и U-образную формы. Расширение долины происходит за счет боковой эрозии. Река стремится “убрать” в первую очередь более податливые породы чехла. В целом второй тип районов располагается в зонах перехода от предгорий к мелкогогорьям. Наряду с перечисленными выше формами, параметры которых возрастают, появляются мелкие осыпи, блоки отседания, оползни в местах, где базальты, например, подстилаются суглинками, глинами и аргиллитами, играющими роль смазки.

Третий тип. Кайнозойский чехол или отсутствует, или его мощности не превышают метра – первых десятков метров. Склоновые отложения развиты в местах, где углы наклона поверхности меньше 10–15°. На таких склонах развиваются осыпи, отседания, каменные реки, трещины, оползни. Если в других местах это были редкие случаи, то здесь это обычные формы.

Экзодинамическая опасность в таких местах остается высокой, на склонах крутизной более 15° – очень высокой. Обычно такие формы сосредоточиваются в местах резких перегибов склонов, вдоль уступов в V-образных долинах рек низких порядков. В долинах временных водотоков и в истоках рек, дренирующих средние и верхние части склонов, такие образования встречаются часто.

Четвертый тип. Вдоль кромок вулканических покровов протягивается почти непрерывная полоса скал, глыбовых развалов, скальных останцов. Непосредственно под ними следует вторая полоса, где склоны крутые и очень крутые. Затем через хорошо заметный перегиб склоны выволаживаются. Углы наклона их тесно связаны с особенностями вещественно-структурных комплексов. В местах таких перегибов формируются аккумулятивные тела, сложенные крупными обломками базальтов, которые не закреплены или заполнитель редко составляет 15–30% от общего объема тел. Здесь берут начало многие овраги и промоины, которые заканчиваются у подножий таких крутых склонов, формируются оползни и сопровождающие их микроформы рельефа.

Объемы некоторых оползней достигают 5–10 км³. Часть из них на некоторых геологических картах изображена как реликты покровов, находящихся *in situ*. Наи-

более благоприятным для формирования оползней является наличие глинистых и суглинистых пород в подстилающих базальты толщах, слоев и линз в основании некоторых палеопокровов. Эти породы чаще всего служат водоупорами, что увеличивает вероятность схода оползней.

Широко развиты оползни по бортам многих левых притоков р. Артемовки в краевой части Шкотовского плато. Здесь наряду с отмершими, закрепленными оползнями встречаются и действующие, недавно сошедшие. Оползневые склоны сильно обводнены. По ним текут глинисто-щебнисто-валунные массы, которые спускаются в долины крупных рек, отклоняют иногда их русла, пересекают полотна дорог. В зонах нижних перегибов склонов уже на днищах долин рек образуются заболоченные луговины. Во время наводнений часть этих образований размывается. Тем самым нарушается установившееся квазиравновесие и массы на склонах начинают снова ползти.

Процесс движения, таким образом, имеет прерывисто-непрерывный характер. Поэтому экзодинамическая опасность здесь всегда очень высокая, а катастрофический характер она приобретает при вмешательстве эндодинамических и технодинамических сил.

Пятый тип. Почти по всему периметру акваторий и прибрежной равнины распространены абразионные скалистые берега, прерываемые очень крутыми склонами, которые выколаживаются в устьях рек, временных водотоков, кутовых частях заливов и бухт. Эти образования отсутствуют там, где к берегу моря выходит чехол кайнозойских впадин, не бронированный покровами базальтов. На многих островах в зоне скал и крутых склонов формируются овраги и промоины, долины которых часто бывают всеячими. Сюда выходят всеячие ложины, поверхности которых часто заболочены. Ширина пояса скал и крутых склонов редко достигает 1 км. Обычно это первые сотни метров. Здесь преимущественно распространены обвальные, обвально-осыпные формы. Формируются оползни на кромках террасоподобных уровней, о чем может свидетельствовать их бугристая и ступенчатая форма. Зона абразионных берегов и крутых склонов отнесена к районам с очень высокой степенью опасности с элементами катастрофической.

Технодинамическая опасность. Степень освоенности территории является функцией от численности населения (человек на 1 км²), длины дорожной сети (км/км²) и площади элементарной ячейки ГГС (1 км²). Не имея возможности собрать всю необходимую информацию, мы остановились на упрощенном варианте. Поэтому пока не фигурирует третья составляющая – технодинамическая опасность.

В заключение отметим, что определение степени комплексной геодинамической опасности и районирование территории по этим показателям крайне важны. Они позволяют определить оптимальные варианты дальнейшего освоения территории, что необходимо для выявления резервов градостроительства, размещения новых производств, улучшения экологичности и комфортности проживания, определения экономической целесообразности дальнейшего освоения территории.

Литература

1. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
2. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток–Артем: Учеб. пособие. Владивосток: ДВГТУ, 2003. 181 с.

А.И. Обжиров

ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ – УЧАСТНИКИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток*

Введение

Возможность предсказания землетрясений и, соответственно, их последствий, в том числе волн цунами, изучается во всех странах со времени появления мыслящего человека на Земле. Естественно, в наше время эта задача, прогноза эпизодов землетрясений, имеет приоритетное направление. Основной вопрос – возможно ли предсказать дату землетрясения с точностью за 1–2 дня до его совершения. К сожалению, с такой точностью предсказать землетрясение мы пока не можем.

В чем проблема

Основной причиной возникновения землетрясения является движение блоков земной коры в горизонтальном и вертикальном направлениях. Они сталкиваются, трутся друг о друга по зонам разломов в результате воздействия многих природных факторов – конвективных движений внутри ядра Земли, влияния гравитационных притяжений от соседних планет, луны, изменения атмосферных явлений и других процессов. Когда блоки задевают друг за друга, накапливается энергия движения. Сначала происходит изгиб краевых частей блоков, а затем упругая энергия их переходит в разломную скачкообразно с резким передвижением вверх, вниз или в сторону. При резком движении вверх в океане формируется волна, высота которой при приближении к берегу увеличивается и формируется цунами.

Взаимное трение блоков коры происходит в период сейсмо-тектонических активизаций. Раскрываются старые разломы и образуются новые трещины. Эти процессы фиксируются сейсмографами сейсмических станций, появлением аномальных выделений газов различного состава. Эти процессы влияют на поведение животных, рыб. Они чувствуют появление газа, микросейсмические волны, возможно ультразвуки, беспокоятся и ведут себя не адекватно, в том числе погибают от токсичных газов, например, серо-водорода, окись углерода и других газов.

Интересное наблюдение было сообщено в период землетрясения на северо-востоке Сахалина в г. Нефтегорск в мае 1995 г. Землетрясение произошло в первом часу ночи, но неожиданно за несколько минут до землетрясения выскочили куры из курятника и начали бегать по огороду. За 15 минут до землетрясения хозяин выводил собаку на прогулку. Неожиданно, собака заволновалась, вернулась и забрала с собой на улицу щенка. Таких случаев описано много и существуют биологические критерии по прогнозу землетрясений по поведению различных животных, часто крыс и даже рыб в аквариуме, так как они чувствуют газы, микросейсмы и ультразвуки, предшествующие землетрясению.

Сейсмические, газогеохимические, биологические индикаторы используются для прогноза сейсмо-тектонической активизации. Делается попытка по ним сделать прогноз даты возможного эпизода землетрясения и очень редко это удается. Почему. Взаимодействуя, блоки зацепляются друг за друга и затем могут разой-

тись, без землетрясения, но при этом все критерии возможного землетрясения проявятся. По ним надо делать вывод, что завтра может случиться землетрясение, но его не будет, так как динамическая энергия утихла. Таких активизаций и стабилизаций может повторяться много, но в какой-то момент произойдет скачкообразный срыв и произойдет землетрясение.

Природные газы как критерии сейсмо-тектонической активизации

За период исследований распределения метана и других природных газов в Охотском море с 1984 по 2010 гг. лабораторией газогеохимии было обнаружена очень важная закономерность. До 1988 года в придонной воде на восточном шельфе и склоне Охотского моря обычно фоновые концентрации метана не превышали 20–30 нл/л. Над залежами нефти и газа концентрации метана в придонной воде возрастали в 10 и более раз. В зонах разломов они увеличивались еще в 10–100 и более раз.

В экспедиции 1988 года на Сахалинском северо-восточном склоне на глубине 700 м был обнаружен первый поток пузырей метана из донных осадков в воду. Этот поток хорошо фиксировался в виде почти вертикального столба на эхограмме эхолота (рис. 1). В районе этого выхода метана в донных осадках были обнаружены слои газогидратов. С каждым годом количество потоков пузырей метана увеличилось и возросла концентрация метана в водных колонках Охотского моря. Первый максимум количества потоков пузырей метана и его концентраций достиг к 1995 году. В мае этого года случилось катастрофическое Нефтегорское землетрясение на северо-востоке Сахалина (рис. 2).

Далее с некоторыми колебаниями с каждым годом продолжалось увеличение концентраций и количества потоков пузырей метана. К 2010 году потоков пузырей метана на Сахалинском северо-восточном шельфе и склоне обнаружено более 500, а концентрация метана в придонной воде увеличилась в 100 раз, до 10000–20000 нл/л. В этот же период увеличивалось количество землетрясений как на Сахалине, так и на всем западном побережье Тихого океана. Отметим некоторые землетрясения с магнитудой более 6 баллов: Углегорское (Сахалин, 2001), Хоккайдское (Япония, 2003), Курильское (2004), Суматра с разрушительным цунами (2004), Невельское (Сахалин, 2007), Фукусима (Япония, 2011) с катастрофическим цунами и частичным разрушением АЭС и другие на западном побережье Тихого океана.

Взаимосвязь потоков пузырей метана и землетрясений

Наши исследования распределения природных газов в Охотском море и информация о прошедших землетрясениях в западной части Тихого океана в период наших измерений потоков пузырей метана возможно объяснить следующим:

- Выходы пузырей метана из донных отложений в воду обнаружены в зонах разломов. В период сейсмо-тектонической активизации происходит открытие древних разломов и появление новых. По разломам метан и другие газы мигрируют из недр к поверхности и пузыри метана проникают в воду, создавая гидроакустические аномалии в виде вертикальных тел, эхограммы которых хорошо фиксируются в результате рассеивания пузырями газа звуковых волн.

- Сейсмо-тектоническая активизация приводит к эпизодам землетрясений и волн цунами.

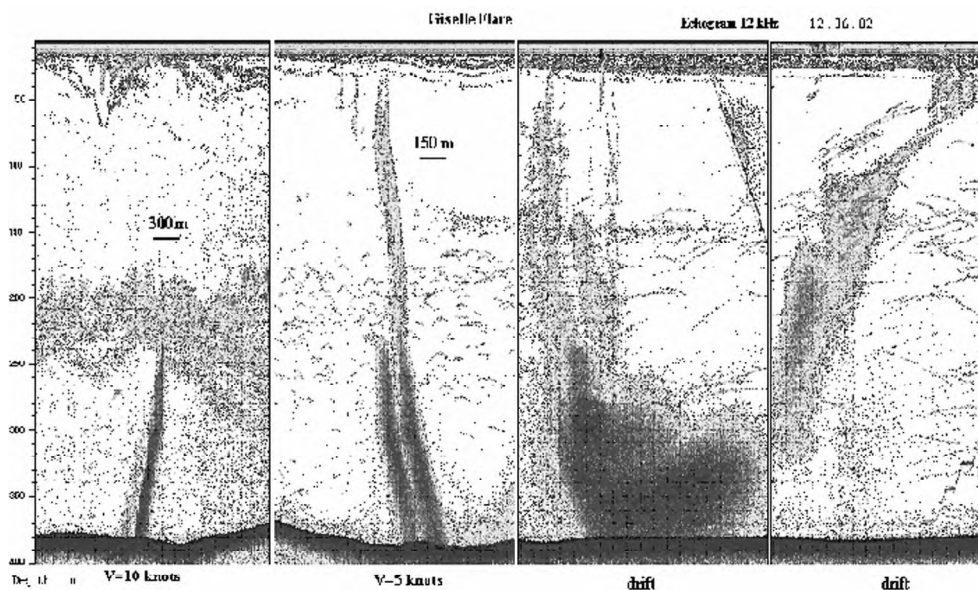


Рис. 1. Эхограмма гидроакустической записи потока пузырей метана из донных отложений в воду на Сахалинском северо-восточном склоне (глубина моря 400 м) Охотского моря.

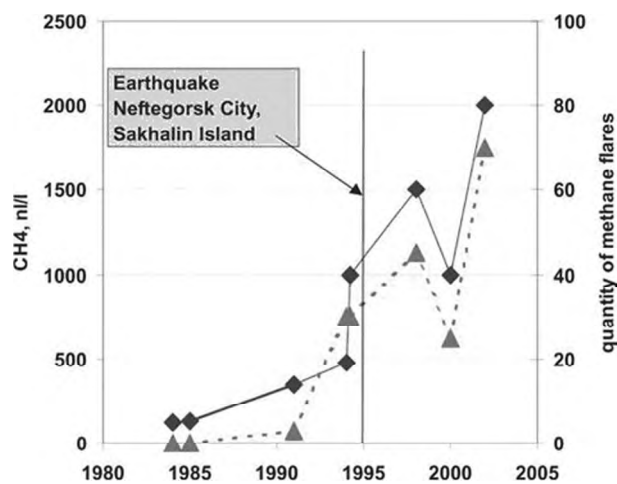


Рис. 2. Изменение концентраций метана в придонной воде (на оси слева, в нл/л) и количества потоков пузырей метана из донных отложений в воду в Охотском море. Первый поток пузырей метана обнаружен в 1988 году и концентрации метана были в пределах 80–100 нл/л. Затем отмечен рост концентраций метана в придонной воде и количества потоков пузырей метана из донных отложений в воду. Вертикальной линией отмечен эпизод Нefтегорского землетрясения.

- И главный вывод. Природные газы являются не только индикатором сейсмо-тектонической активизации, но и участвуют в переходе сейсмической энергии в эпизоды землетрясений и волн цунами. Сейсмо-тектоническая активность связана со многими причинами – движением тектонических плит, подвижками блоков земной коры под влиянием положения и движения планет в космосе, гравитационными и температурными аномалиями, которые влияют на перемещения масс внутри ядра Земли и другими явлениями. Но важным является тот факт, что при этом открываются разломы и по ним начинают подниматься из недр газы. Продвигаясь к поверхности, газ расширяется в связи с уменьшением давления и увеличивает трещины в зонах разломов. Кроме того, газ становится смазкой, воздушной подушкой и способствует резкому перемещению блоков относительно друг друга по разлому. Это и приводит к землетрясению. Если разлом относительно пологий, то происходит сдвиг в большей степени в горизонтальном направлении. Если разлом вертикальный, то происходит вертикальное смещение блоков и перемещенный вверх блок толкает вверх водную массу, что формирует волны цунами. *включение*

Таким образом, газогеохимические исследования в Охотском море показали, что рост выходов пузырей метана и концентраций метана в воде связано с сейсмо-тектонической активизацией. При этом раскрываются зоны разломов и по ним к поверхности прорываются газы из недр. С одной стороны, аномалии газов являются индикатором сейсмо-тетонической активизации, с другой, газ расширяет трещины и становится газовой подушкой, благодаря которой происходит резкое и быстрое смещение блоков пород относительно друг друга по таким разломам. В этом случае происходит землетрясение и при вертикальных смещениях катастрофические волны цунами.

Необходимо изучать критерии сейсмо-тектонических активизаций и по ним принимать решения о возможных эпизодах землетрясений и волн цунами в регионе и, соответственно, планировать строительство объектов в сейсмически безопасном исполнении.

А.Н. Овсяченко, С.С. Новиков

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ РАЙОНА
г. ВЛАДИВОСТОК ПО МАТЕРИАЛАМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Институт физики Земли РАН, г. Москва

Исследования, результаты которых освещены в предлагаемом докладе, проводились в 2008 г. и были направлены на оценку сейсмической опасности с использованием палеосейсмогеологического метода, основанного на допущении, что сильнейшие землетрясения далекого, часто доисторического прошлого оставляют на поверхности следы – палеосейсмодислокации. При этом ставилась задача выявления и радиоуглеродного датирования всех известных типов палеосейсмодислокаций.

Согласно картам ОСР-97-А, В, район Владивостока находится на участке прогнозируемых 6-балльных воздействий. Однако, по макросейсмическим данным, на протяжении XX века сейсмические сотрясения на юге Приморья неоднократно превышали 6–7 баллов. Это относится к Партизанским землетрясениям 1933 г. ($M=4.5$, $I_0=7-8$ баллов, $h=4$ км), 1962 г. ($M=2.7$, $I_0=7$, $h=1$ км) и 1971 г. ($M=4.1$, $I_0=7-8$, $h=4$ км), Лесозаводскому 1962 г. ($M=5.0$, $I_0=7$, $h=10$ км), Ханкайскому 1967 г. ($M=5.0$, $I_0=7-8$, $h=10$ км), Приморскому 1955 г. ($M=4.4$, $I_0=7$, $h=6$ км) и Покровскому 1976 г. ($M=3.1$, $I_0=7$ баллов, $h=2-10$ км) [5, 3]. Партизанские 7–8 балльные землетрясения 1933, 1962 и 1971 гг. произошли в 7-балльной зоне по карте ОСР-97-В. Лесозаводское, Ханкайское, Приморское и Покровское 7–8 балльные землетрясения произошли в 6-балльной зоне по карте ОСР-97-В. В настоящее время наиболее полными и детальными исследованиями по оценке сейсмической опасности Приморского края являются палеосейсмогеологические работы проведенные А.В. и Н.А. Олейниковыми [3, 4]. Согласно этим результатам район Владивостока отнесен к зоне сейсмических воздействий от 8 до 9 баллов.

Наиболее уверенно молодые тектонические деформации в рассматриваемом районе прослеживаются в зоне выделенного ранее [1] Песчанкинского разлома. В рельефе зона разлома выражена эрозионно-тектоническим уступом, наблюдаемым как на водоразделах, так и на поверхности речных террас (рис. 1). Уступ был детально изучен в нескольких местах. В т. 1 вкрест простирания эрозионно-тектонического уступа пройдена расчистка (рис. 1). Наличие уступа, связанные с ним деформации террас и тектонические разрывы с грубообломочными образованиями типа коллювиальных клиньев в опущенных крыльях, указывают на то, что описанный разрез сформировался при решающем участии импульсных разрывных подвижек. Уверенно восстанавливаются две, по-видимому, последние подвижки взбросового типа. Можно считать, что в обоих случаях сейсморазрыв (т.е. очаг землетрясения) вышел на поверхность. При этом вертикальная амплитуда более ранней подвижки составила 50–55 см. Вертикальная амплитуда более поздней подвижки была не менее 35 см. В результате этой подвижки произошло захоронение палеопочвы (слой 9) с радиоуглеродным возрастом 6350 ± 90 лет (лаб. номер образца ИГАН 3896). Можно полагать, что возраст почвы близок моменту палеоземлетрясения с погрешностью в 200–300 лет. К зоне разлома тяготеют скальные оползни, для которых характерно перемещение в горизонтальном направлении гораздо дальше (до

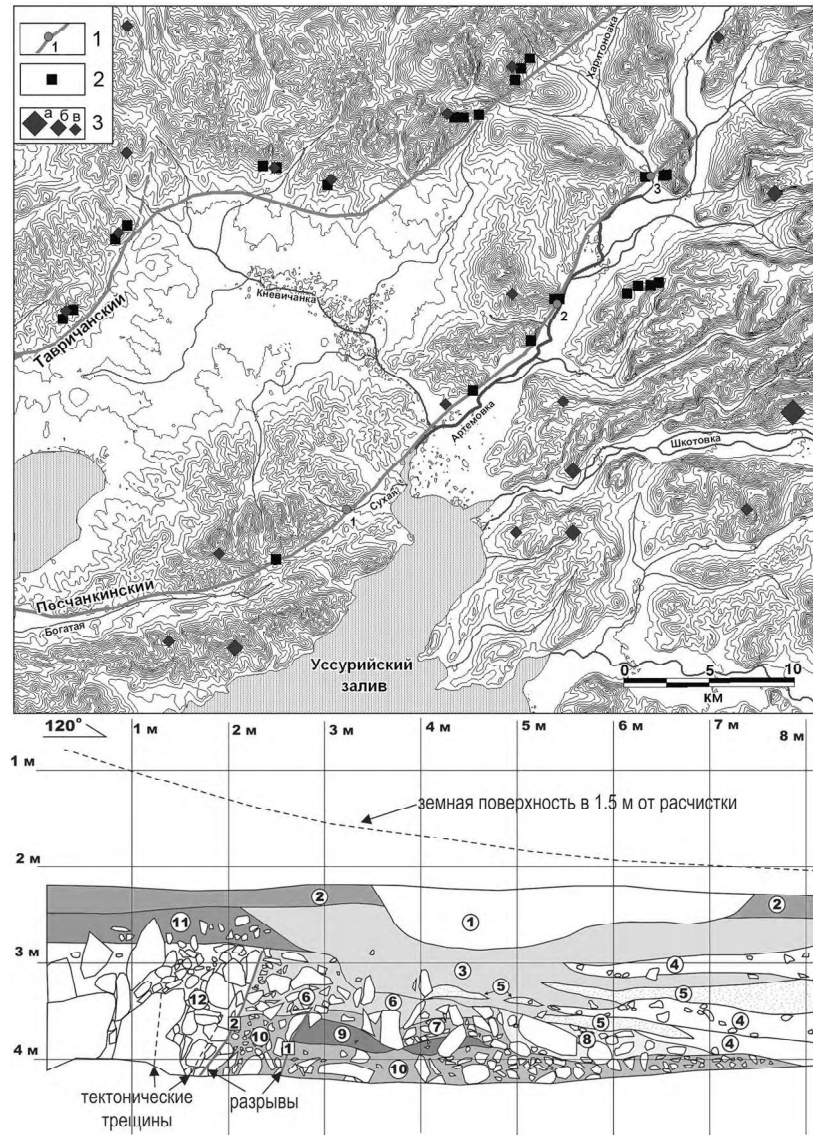


Рис. 1. Вверху – схема активных разломов и палеосейсмодислокаций к северу от г. Владивосток. 1 – активные разломы и точки их детального изучения; 2 – скальные оползни и обвалы; 3 – палеосейсмодислокации с указанием магнитуды палеоземлетрясения (а – 6.1–6.3; б – 5.6–6.0; в – 5.0–5.5) по данным [4].

Внизу – зарисовка расчистки в т. 1. Условные обозначения (цифры в кружках): 1 – техногенные образования; 2 – дерновый горизонт современного почвенного профиля; 3 – светло-коричневые супеси (пойменный аллювий); 4 – плохо сортированные, грубо окатанные, преимущественно дресвяные отложения (русловой аллювий); 5 – коричневатые, плохо сортированные супеси (пойменный аллювий); 6 – грубообломочные отложения с заполнителем из коричневатой супеси; 7 – грубообломочные отложения с заполнителем из светло-серой супеси и фрагментов почвенного гумуса; 8 – грубообломочные отложения с заполнителем из пойменных светло-коричневых супесей и грубоокатанных обломков русловой фации аллювия; 9 – палеопочва; 10 – грубообломочные отложения с заполнителем из светло-коричневого суглинка; 11 – обломочные отложения с серовато-коричневым суглинистым заполнителем; 12 – позднепермские андезиты (андезибазальты).

80 м), нежели в вертикальной плоскости. Аномально далекие отбросы этих образований указывают на их сейсмогравитационную природу.

Кроме того, полевые сеймотектонические исследования были проведены непосредственно к юго-востоку от г. Владивосток, на мысах Назимова и Новосильского (рис. 2). На мысе Назимова был изучен разлом сопровождаемый четко оформленным уступом в рельефе. В разрезе коренных пород, вскрытом в прибрежном абразионном уступе со стороны пролива Босфор Восточный, наблюдается зона тектонического смятия северо-восточного простирания шириной около 5 м. В бровке абразионного уступа с целью изучения деформаций в приповерхностных отложениях пройдена расчистка, в которой вскрыт разрыв проникающий в склоновые отложения, смещая их подошву с вертикальной амплитудой 13–15 см. В опущенном (западном) крыле разрыва произошло накопление линзы обломочных отложений с почвенным гумусом из которой отобран образец на радиоуглеродное датирование (ИГАН 3567), возраст которого составил 6190 ± 100 лет. Интересно, что полученная датировка близка возрасту палеочвы погребенной в опущенном крыле Песчанкинского разлома (6350 ± 90 лет). Это может говорить о масштабной сейсмической активизации охватившей весь п-ов Муравьева-Амурского около 6000 л.н.

Здесь же (на мысах Назимова и Новосильского, рис. 2) изучены три оползневых тела сошедших с прибрежного абразионного уступа высотой до 30 м. Они представляют собой крупные блоки крепких песчаников с тонкими прослоями алевролитов пермского возраста. Образование оползней в крепких, скальных породах вполне возможно было связано с местными землетрясениями. Разрезы коллювиальных и застойных отложений бессточных котловин, обнаруженные в тыловых швах оползней в результате проходки шурфов свидетельствуют о том, что эти осадки образовались сразу после масштабных импульсных подвижек оползневых масс. Радиоуглеродное датирование почвенного гумуса, погребенного коллювиальными накоплениями в тыловых швах, позволило оценить возраст образования этих структур.

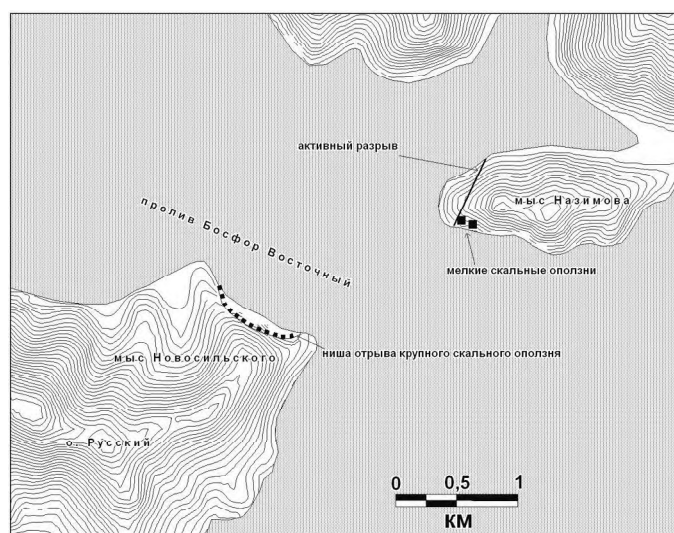


Рис. 2. Схема расположения сейсмодислокаций на мысах Назимова и Новосильского.

Возраст палеопочвы, погребенной под грубообломочными коллювиальными отложениями на мысе Назимова (западный оползень), составляет 3400 ± 70 лет (ИГАН 3569). Восточнее, на склоне абразионного уступа наблюдается более крупный скальный блок-оползень, в теле которого можно выделить следы двух генераций импульсных оползневых подвижек. Возраст палеопочвы (4400 ± 60 лет, образец ИГАН 3571), погребенной грубообломочным материалом в подножии верхнего, более древнего оползневого уступа, фиксирует первую оползневую подвижку. Возраст отдельных фрагментов и клиньев супеси с почвенным гумусом фиксирует вторую подвижку оползня, приведшую к образованию оползневого рва, из которого отобран образец ИГАН 3568 (1060 ± 80 лет). Датировка второй подвижки восточного оползня на мысе Назимова коррелируется с возрастом палеопочвы, отобранной в аналогичных геолого-геоморфологических условиях из тылового шва оползня на мысе Новосильского (1120 ± 50 лет, образец ИГАН 3570). Таким образом, учитывая довольно длительный период накопления гумусового горизонта почвенного профиля, составляющий первые сотни лет, можно предположить синхронность оползневых подвижек, которые произошли примерно 1000 лет назад. Полученные датировки указывают на отсутствие связи оползней с эпохами максимума трансгрессий позднего плейстоцена и середины голоцена, когда шло активное образование оползней в прибрежной зоне [2]. Эти обстоятельства позволяют более уверенно считать описанные оползни сейсмогенными. Кроме сейсмического события, произошедшего примерно 1000 лет назад, можно предположить возникновение в этом районе землетрясений примерно 3400 и 4400 и 6000 лет тому назад. Полученные данные подтверждают результаты [3, 4] о возможности в этом районе землетрясений с интенсивностью $I = 8-9$ баллов и магнитудой до $M = 6.5$.

Литература

1. Голозубов В.В., Микловда С.В., Донг-У Ли и др. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 22–33.
2. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрьльник Г.П. Обвалы и оползни юга российского Дальнего Востока // Геоморфология. 2009. № 2. С. 50–59.
3. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
4. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука, 2009. 161 с.
5. Органова Н.М. Сейсмическое проявление современных движений юга Дальнего Востока и отдельных территорий // Современные движения земной коры. М.: Радио и связь, 1982. С. 103–108.

И.А. Пантелеев, О.А. Плехов, О.Б. Наймарк

**ДИНАМИКА ДЕФЕКТОВ ГЕОСРЕДЫ В РЕЖИМЕ С ОБОСТРЕНИЕМ ПРИ
ФОРМИРОВАНИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь

До настоящего времени открытым остается вопрос о фундаментальных основах физики и механики землетрясений. Несмотря на расширение сетей по регистрации сейсмической активности, огромный объем данных о феноменологических закономерностях землетрясений, это природное явление остается одним из наиболее катастрофических и недостаточно прогнозируемых. Проблемы сейсмологии связаны с решением ряда ключевых вопросов в физике и механике разрушения. Значительный интерес вызывает в последние десятилетия разработка подходов, отражающих нелинейные особенности процесса разрушения, сейсмических процессов в земной коре, обусловленных коллективными свойствами ансамблей дефектов, и связанными с ними проявления пространственно-временной инвариантности.

В последнее время развиваются концепции, согласно которым возникновение сильного землетрясения может быть описано как поведение физической системы в окрестности критической точки [1–4]. Это означает, что с приближением момента сильного землетрясения характеристики индивидуального поведения структурных элементов геосреды становятся менее существенными, в отличие от коллективных эффектов, охватывающих все пространственно-временные масштабы системы и преобладающих в области возникновения наступающего землетрясения. Последние исследования основаны на гипотезе о том, что область, в которой наблюдается коррелированное появление сейсмических событий, изменяется со временем, и может расти во время подготовки майншока [5].

Согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования [6] процесс формирования источника землетрясения состоит из трех стадий: стадии однородного накопления несплошностей в объеме геосреды, стадии формирования потенциальной области источника землетрясения, самоорганизованного коллективного роста и взаимодействия несплошностей внутри этой области и третьей стадии, которую отличает начало неустойчивой деформации, локализованной в узкой области развивающегося макроразрыва.

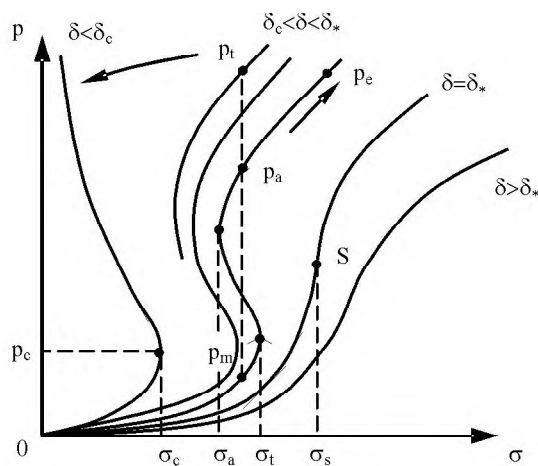
Одним из первых появившихся формализованных подходов для описания указанных стадий была реологическая модель Мясникова В.П. и Ляховского В.А. [7, 8]. Введение в рамках данной модели безразмерной переменной, определяющей степень поврежденности материала, позволило описать первую стадию развития формирования источника землетрясения. Для описания перехода от диффузного накопления трещин к состоянию самоорганизованного растрескивания в [7] вводится дополнительная переменная, определяющая степень взаимодействия между разрывами.

Существенным недостатком вышеописанных подходов является несостоятельность при описании третьей стадии подготовки землетрясения, при которой происходит неустойчивый катастрофический рост поврежденности в локализованной пространственной области, уменьшающейся с течением времени. Причем харак-

терные времена протекания этого процесса могут быть на порядки меньше характерных времен изменения внешней нагрузки. В [9] подчеркивается, что для описания заключительной стадии необходимо рассматривать динамику изменения напряженно-деформированного состояния и роста поврежденности в материале, с образованием пространственно-временных локализованных структур, развивающихся в режиме с обострением.

Целью настоящей работы является описание завершающей стадии формирования очага землетрясения с помощью статистической модели среды с дефектами, разрабатываемой в Лаборатории физических основ прочности Института механики сплошных сред УрО РАН, учитывающей коллективные эффекты в ансамбле типичных дефектов (микросдвигов). При этом предполагается, что источник землетрясения не связан с существующим разломом, а формируется благодаря нелинейному самоорганизованному поведению ансамбля дефектов.

В рамках статистического описания поведения ансамбля дефектов вводится макроскопический тензор плотности дефектов $\tilde{\rho}$, определяемый усреднением по статистическому ансамблю микросдвигов $\tilde{s} = s(\bar{v}\bar{n} + \bar{n}\bar{v})/2$ (здесь \bar{n} и \bar{v} – единичные векторы нормали и направления сдвига, \tilde{s} – интенсивность сдвига), и совпадающий по смыслу с деформацией, обусловленной дефектами. Процедура усреднения приводит к уравнению самосогласования, определяющему зависимость макроскопического тензора плотности дефектов (деформации, обусловленной дефектами) от величины внешних напряжений, исходной структуры и взаимодействия дефектов, которое в безразмерном случае содержит только один параметр – параметр структурного скейлинга d . Параметр структурного скейлинга $d (R/r_0)^3$ определяется отношением характерных структурных масштабов для твердых тел с мезодефектами: r_0 – характерный размер зародыша данного дефекта, R – среднее расстояние между дефектами. Дополнительный параметр порядка δ следует естественным образом из решения статистической задачи и имеет структуру аналогичную концентрационному параметру, введенному в работах Журкова С.Н. [10, 11].



1. Характерные нелинейные реакции среды на локализованных сдвигах в зависимости от знай параметра структурного скейлинга δ .

Решение уравнения самосогласования позволило выявить три характерных реакции материала с дефектами на рост напряжения (рис. 1), которые определяются величиной параметра структурного скейлинга, имеющего две точки бифуркации.

В диапазоне $\delta < \delta_c$ равновесное накопление дефектов происходит только до некоторого критического значения $\sigma_c(p_c)$, при переходе через которое начинается лавинообразный рост плотности микродефектов (формирование очага макроскопического разрушения). Данный тип реакции является характерным для сценария квазихрупкого разрушения, в рамках рассмотрения которого введенный параметр порядка – деформация, обусловленная дефектами, имеет смысл параметра поврежденности, определяющего степень деградации прочностных свойств материала.

Авторами показано, что реакция материала на внешнюю нагрузку в случае квазихрупкого разрушения, соответствует ситуации, когда плотность микросдвигов лавинообразно растет в локальной области, уменьшающейся с течением времени. Такой сценарий развития дефектов в материале совпадает с общепризнанным качественным описанием третьей стадии подготовки землетрясения согласно модели лавинно-неустойчивого трещинообразования, и позволяет использовать данный подход для моделирования кинетики плотности дефектов на завершающей стадии подготовки.

В предположении, что появлению одиночного землетрясения соответствует момент обострения (обращения в бесконечность) одиночной локализованной дефектной структуры, проведено численное моделирование обострения одиночной локализованной структуры возмущением поля напряжения. Показано, что возмущение поля напряжения небольшой амплитуды может инициировать обострение одиночной локализованной дефектной структуры, находящейся в равновесии (рис. 2.).

При этом величина амплитуды возмущения необходимая для инициирования обострения структуры определяется близостью расположения системы к критической точке. Установлено, что возмущение поля напряжения и соответствующее ему возмущение поля плотности микросдвигов распространяются со скоростью меньшей характерной скорости звука в материале. При этом скорость распространения возмущений в системе зависит как от среднего уровня поврежденности, так и от среднего уровня напряжения, что определяет ее “квазиакустический” характер распространения.

Учёт эволюции дефектной структуры среды позволил провести численное моделирование процесса распространения “медленных” волн – возмущений поля

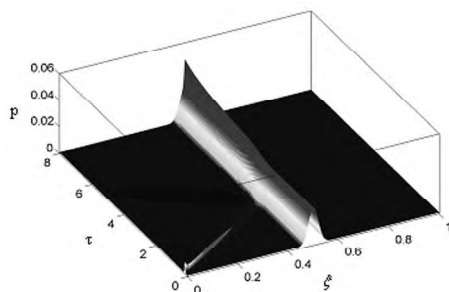


Рис. 2. Результаты численного моделирования эволюции деформации $p(\xi, \tau)$ в процессе взаимодействия единичной локализованной структуры с волной напряжений.

напряжения и плотности дефектов, распространяющихся со скоростью намного меньшей характерной скорости звука в среде. В рамках рассматриваемого подхода показано, что процесс эволюции одиночной дефектной структуры генерирует возмущение поля напряжения, способное инициировать соседние равновесные локализованные дефектные структуры и создать условия для развития каскада землетрясений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН “Фундаментальные проблемы механики взаимодействий в технических и природных системах” № 09-П-1-1010 и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 10-05-96065-р_урал_a).

Литература

1. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Известия АН СССР. 1989. Физика Земли. № 2. Р.3–12.
2. Тюпкин Ю.С. Динамика формирования потенциального очага землетрясения // Физика Земли. 2004. № 3. С. 26–33.
3. Тюпкин Ю.С. Потенциальный очаг землетрясения: обобщение на случай теории с пространственными производными // Физика Земли. 2004. № 10. С. 63–72.
4. Тюпкин Ю.С. Формирование потенциального очага землетрясения: аналогия с фазовым переходом // Вычислительная сейсмология. 2004. №3 5. С. 296–311.
5. Tyupkin Yu.S., Di Giovambattista R. Correlation length as an indicator of critical point behavior prior to a large earthquake // EPSL. 2005. V. 230. P. 85–96.
6. Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясения. М.: Наука, 1978. 232 с.
7. Lyakhovsky V.A., Ben-Zion Y., Agnon A. Distributed damage, faulting, and friction // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 27635–27649.
8. Lyakhovsky, V.A., Myasnikov, V.P., 1985. On behavior of viscoelastic cracked solid. Phys. Solid Earth 4, 28–35.
9. Tyupkin Yu. S. Earthquake source nucleation as self organization process // Tectonophysics. 2007. V. 431. P. 73–81.
10. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН. СССР. 1968. Вып. 3. С. 46–52.
11. Куксенко В.С. Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел // Сб. докл. I Всесоюз. Шк.-семинара “Физика прочности и пластичности”. Л.: Наука, 1986. С. 36–41.

А.Ю. Полец¹, Т.К. Злобин^{1,2}

АНАЛИЗ НОДАЛЬНЫХ ПЛОСКОСТЕЙ В ОЧАГАХ ЮЖНО-КУРИЛЬСКИХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г.Южно-Сахалинск

² Сахалинский государственный университет, г.Южно-Сахалинск

Расположение очагов землетрясений в Курило-Камчатской зоне дает возможность предполагать непосредственную связь ее сейсмичности с основными тектоническими структурами Тихого океана. Тектонические процессы в земной коре и мантии приводят здесь к созданию больших разностей напряжений. Только для землетрясений, очаг которых вышел на поверхность, или для достаточно сильных землетрясений, в афтершоковой области которых производились специальные сейсмологические наблюдения, имеются данные о положении плоскости разрыва сплошности среды. В пределах района исследований нами были выделены плоскости разрывов в очагах землетрясений произошедших до и после Шикотанского землетрясения 4(5).10.1994 г.

Для этого нами применен метод катакластического анализа механизмов очагов землетрясений (МКА), созданный Ю.Л. Ребецким [Ребецкий, 2007]. Этот метод является развитием методологии изучения природных полей тектонических напряжений, включающий методы реконструкции ориентации осей главных напряжений и сейсмотектонических деформаций, по данным о совокупностях механизмов очагов землетрясений (М.В. Гзовский, О.И. Гущенко, С.Л. Юнга, Ж. Анжелье и др.). В рамках МКА предлагается новый критерий выбора нодальных плоскостей, который опирается на энергетические критерии при анализе процесса квазипластического деформирования трещиноватых сред. Разрыву в очаге землетрясения соответствует нодальная плоскость с нормалью n , для которой выполняется соотношение:

$$(\tilde{\tau}_n^i + k_s \tilde{\sigma}_{nn}^i) - (\tilde{\tau}_s^i + k_s \tilde{\sigma}_{ss}^i) > 0.$$

где n и s – индексы нормалей к нодальным плоскостям механизмов очага анализируемого землетрясения; $\tilde{\tau}_n$ и $\tilde{\sigma}_{nn}$ – редуцированные напряжения, где k_s – коэффициента поверхностного трения.

Данный критерий позволяет выбрать из двух вариантов ту нодальную плоскость, для которой будет больше величина сбрасываемых в очаге напряжений и величина высвобождающейся энергии. В качестве примера применения критерия рассмотрен выбор плоскостей в районе исследования. Алгоритм реализации метода катакластического анализа предусматривал мониторинговый режим реконструкции, каждый из выделенных доменов сканировался во времени. В результате сканирования были определены временные интервалы квазиоднородного деформирования, для которых созданы однородные выборки механизмов очагов землетрясений.

В соответствии с данным критерием были построены карты пространственного распределения механизмов очагов землетрясений из однородных выборок, с выделенными плоскостями очагов землетрясений, и гистограммы показывающие, ориентацию плоскостей разрывов и их угол падения по глубинам (0–30, 30–60, 60–120 км). Анализ показал следующее.

Для рассмотренных механизмов очагов землетрясений выявляются общие свойства, присущие вероятно преимущественному большинству очагов Курило-Охотского региона. В очагах рассмотренных землетрясений (глубины 0–30 и 30–60 км), плоскость разрыва ориентирована устойчиво вдоль простирания островной дуги – азимут простирания (STK) лежит в пределах (210–240°) (рис. 1). После события 4(5).10.1994 г. азимут простирания немного увеличился, однако прежняя тенденция сохраняется (рис. 1). На глубинах 60–120 км четко выраженного направления STK реализованных плоскостей, не отмечено (рис. 1).

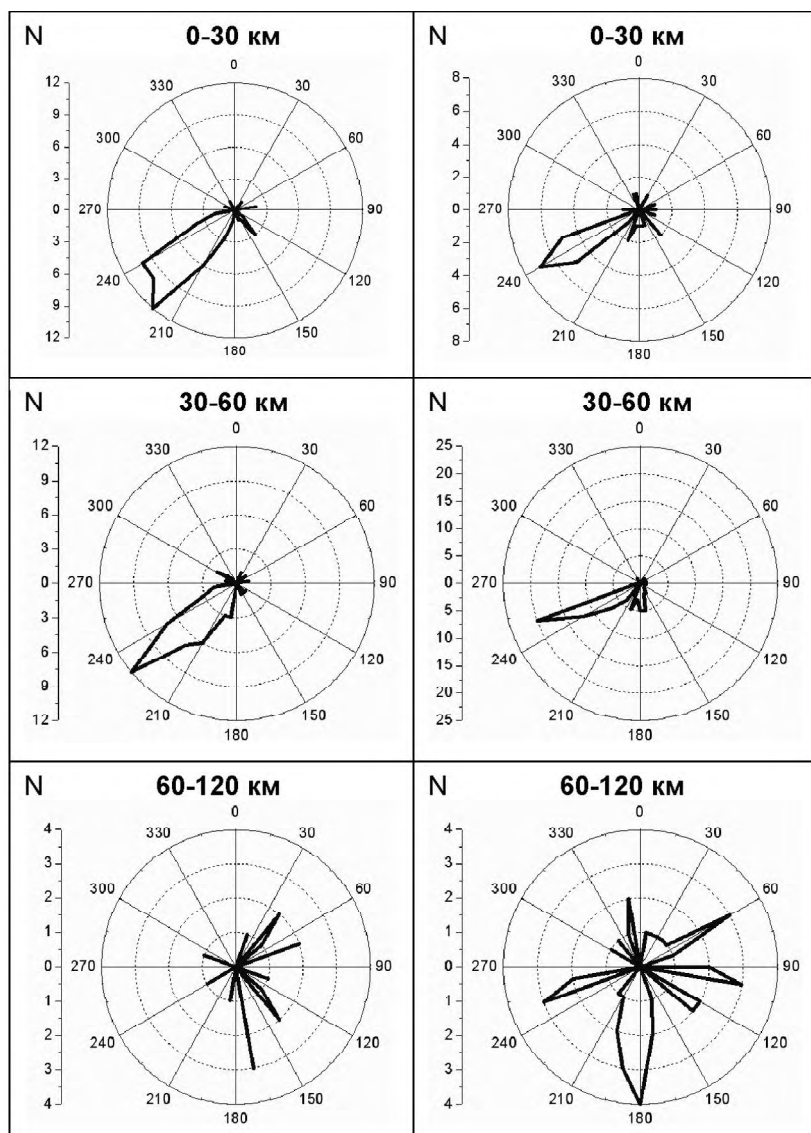


Рис. 1. Азимут простирания реализованных плоскостей (STK) район Южных Курил: а – до 4(5).10.1994 г.; б – после 1996 г.

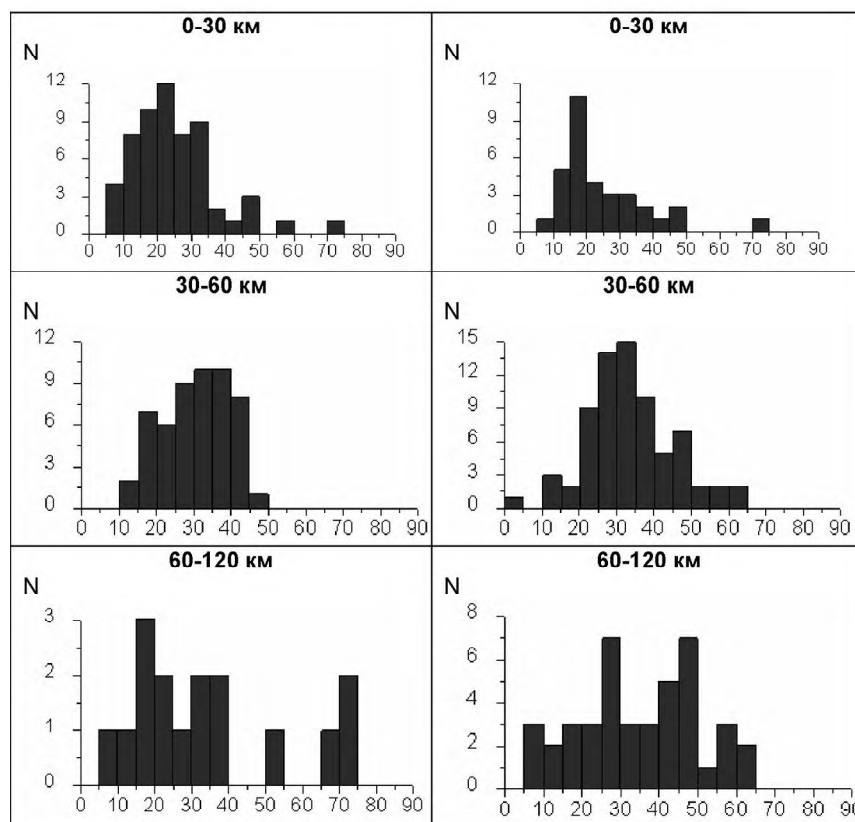


Рис. 2. Угол падения (DP) реализованных плоскостей район Южных Курильских островов: а – до 4(5).10.1994 г.; б – после 1996 г.

Угол падения (DP) реализованных плоскостей у землетрясений в районе Средних Курил лежит в интервалах от $15\text{--}25^\circ$ (0–30 км), на глубинах 30–60 км угол наклона увеличивается до $30\text{--}35^\circ$, далее с глубиной 60–120 км, трудно сказать, под каким углом падают реализованные плоскости (рис. 2).

Таким образом, для большинства рассмотренных механизмов очагов землетрясений для глубин 0–30 и 30–60 км плоскости разрыва ориентированы вдоль простирания островной дуги, с пологим углом погружения. Для глубин 60–120 км устойчивой ориентировки азимута простирания и направления падения плоскостей не выявлено. Это связано с разным строением блоков земной коры и верхней мантии выраженное в структуре и физических неоднородностях (плотностные, скоростные, реологические, температурные, структурные).

Распределение механизмов очагов в сейсмофокальной зоне (СФЗ), как в плане, так и по глубине показало, что СФЗ представляет собой глубинную разломную зону со сложным строением. Подвижки в СФЗ на разных глубинах происходят под различными углами, образуя сбросы, взбросы, надвиги и т.д., приводя к субгоризонтальным и субвертикальным смещениям. Вдоль СФЗ концентрируются напря-

жения и накапливаются сдвиговые деформации, которые определяют закономерности распределения механизмов очагов на различных глубинах, от поверхностных до мантийных.

Литература

1. Полец А.Ю., Злобин Т.К. Напряженное состояние земной коры и верхней мантии Южных Курил до и после Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 года // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: IV Сахалин. молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 2–5 июня 2009 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009б. С. 13–15.
2. Полец А.Ю., Злобин Т.К. Исследования закономерностей тектонических напряжений в Курило-Камчатской зоне // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания, г. Иркутск, 18–21 августа 2009г. Т. 2. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009 г. С. 117–119.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. Научное издание – М.: ИКЦ “Академкнига”, 2007. 406 с.

В.А. Салтыков, Н.М. Кравченко

**ВЕРОЯТНОСТНАЯ ОЦЕНКА УРОВНЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ
РЕГИОНОВ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ**

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский

При общей количественной оценке уровня сейсмичности на какой-либо территории за какой-либо период часто используются такие параметры, как суммарная энергия произошедших землетрясений E и их число N , активность (A_{10} , в частности) и наклон графика повторяемости (b – при использовании магнитудной шкалы или g – при использовании энергетических классов). Однако, при необходимости качественной оценки сейсмического режима (то есть при необходимости заключения об аномально высоком или низком уровне сейсмичности, или при необходимости сравнения состояния сейсмичности в двух регионах) возникают определенные сложности и использование напрямую упомянутых параметров не дает ответа на данный вопрос. Например, одна и та же выделившаяся сейсмическая энергия может быть аномально высокой для одного региона и аномально низкой для другого.

Кроме того, достаточно высокие требования обычно предъявляются к однородности и полноте используемого каталога. Прежде всего, чувствительными к качеству каталога являются: число землетрясений N , наклон графика повторяемости γ и активность A_{10} . Энергия E ведет себя гораздо более устойчиво, так как практически вся выделившаяся энергия определяется наиболее сильными землетрясениями. Это легко продемонстрировать на следующем примере: рассмотрим типичный случай, когда наклон графика повторяемости $\gamma = 0.5$, и рассчитаем суммарную энергию землетрясений различного класса, а число таких землетрясений получим из закона Гутенберга–Рихтера. Оказывается, что при использовании диапазона верхних энергетических классов в три единицы мы получаем оценку суммарной выделившейся энергии, составляющую около 98 % от полной, а оценка соответствующего эквивалентного энергетического класса $K = \lg E$ отличается от истинной лишь на 0.01, что обычно пренебрежимо мало. Таким образом, использование оценки сейсмичности региона по выделившейся энергии возможно даже в том случае, когда уровень надежной регистрации достаточно низок, но имеются предпосылки того, что сильнейшие из произошедших событий все-таки регистрируются.

В данной работе приведены оценки уровня сейсмичности регионов Сибири и Дальнего Востока в 2008–2010 гг. с использованием функций распределения выделившейся в регионе сейсмической энергии.

Методика и результаты

Состояние сейсмичности региона в целом оценивается по эмпирической функции распределения выделившейся за определенный временной интервал сейсмической энергии: $F(K) = P(\lg E \leq K)$, где E – суммарная сейсмическая энергия в Дж в заданном интервале времени, $P(\lg E \leq K)$ – относительная частота временных интервалов с эквивалентным энергетическим классом $\lg E$ не более заданного K . Тогда, задавая пороговые значения F и зная выделившуюся энергию E , можно сделать заключение о повышенной (например, если $F > 0.9$), либо пониженной (например, если $F < 0.1$) активности региона. Отметим, что расчет широко известных статис-

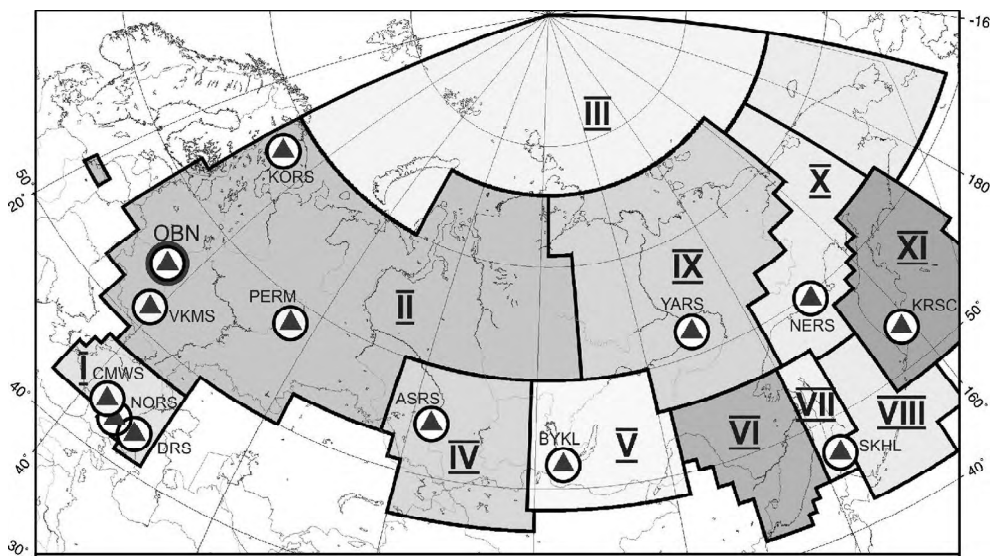


Рис. 1. Границы регионов на территории России. Римские цифры обозначают регионы: I – Северный Кавказ, II – Восточно-Европейская платформа, Урал и Западная Сибирь, III – Арктика, IV – Алтай и Саяны, V – Прибайкалье и Забайкалье, VI – Приамурье и Приморье, VII – Сахалин, VIII – Курило-Охотский регион, IX – Якутия, X – Северо-Восток России и Чукотка, XI – Камчатка и Командорские острова. Отмечены информационно-обрабатывающие центры.

тических параметров, таких как математическое ожидание и дисперсия, не может использоваться для энергии (или ее логарифма – энергетического класса), так как их распределение не относится к “красивым” распределениям, для которых аналогичный вывод можно было бы сделать, используя известные статистические критерии, без построения эмпирической функции распределения.

Разделение территории России на 11 сейсмоактивных регионов, принятое в Геофизической службе (ГС РАН) с 2004 года, показано на рис. 1. Региональные каталоги землетрясений, используемые в расчетах, собраны из электронных версий сборников “Землетрясения в СССР”, “Землетрясения Северной Евразии”, “Землетрясения России” за 1962–2008 гг. и дополнены оперативными данными ГС РАН по сентябрь 2010 года. Энергетический класс, если он не был представлен в региональном каталоге, вычислялся из расчетной магнитуды M [1] по корреляционным зависимостям С.Л. Соловьева $K_c = 2 \cdot M + 1.2$ (для Сахалина и Курильских островов), С.А. Федотова $K_\phi = 1.5 \cdot M + 4.6$ (для Камчатки и Командорских островов) и Т.Г. Раутиан $K_p = 1.8 \cdot M + 4$ для остальных регионов.

Для каждого региона была построена функция распределения выделившейся годовой сейсмической энергии по всему интервалу детальных наблюдений для данного региона (рис. 2). На графики вынесены значения функций распределения энергии за три последних года. Учитывая, что на момент подготовки материала в открытом доступе был оперативный каталог только до 20 сентября 2010 года, 2010 годом условно считается временной интервал с 21.09.2009г. по 20.09.2010 г. (аналогично 2008 и 2009 гг.).

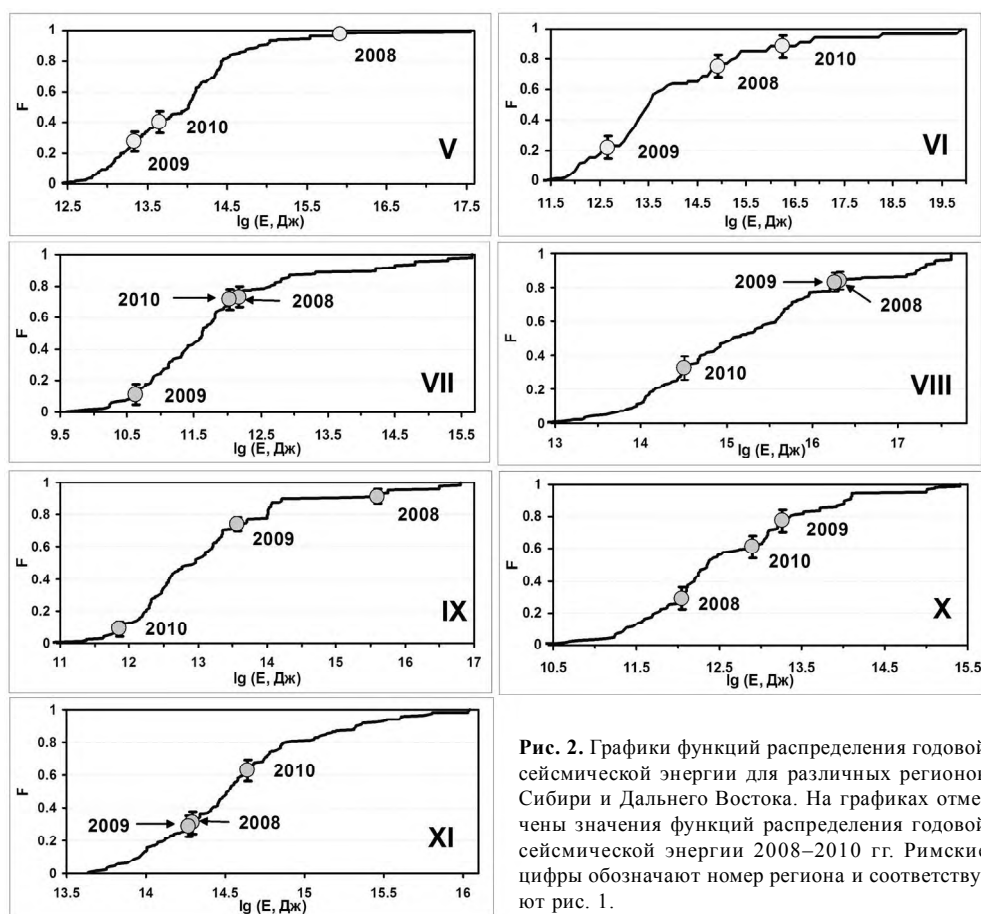


Рис. 2. Графики функций распределения годовой сейсмической энергии для различных регионов Сибири и Дальнего Востока. На графиках отмечены значения функций распределения годовой сейсмической энергии 2008–2010 гг. Римские цифры обозначают номер региона и соответствуют рис. 1.

Таблица. Значения функции распределения сейсмической энергии для регионов Сибири и Дальнего Востока для 2010 г.

№ региона	Регион	F	Уровень сейсмичности
V	Прибайкалье и Забайкалье	0.40±0.07	фоновый средний
VI	Приморье и Приамурье	0.88±0.05	фоновый повышенный
VII	Сахалин	0.72±0.07	фоновый средний
VIII	Курило-Охотский регион	0.33±0.07	фоновый средний
IX	Якутия	0.09±0.04	фоновый пониженный
X	Северо-Восток России и Чукотка	0.61±0.08	фоновый средний
XI	Камчатка и Командорские острова	0.63±0.07	фоновый средний

В работе [2] предложена шкала уровня сейсмичности “СОУС’09”, определяющая уровень сейсмичности, исходя из величины функции распределения F. Шкала включает пять основных градаций и три дополнительных.

Основные градации:

- экстремально низкий – $F < 0.005$,
- низкий – $0.005 < F < 0.025$,

- фоновый – $0.025 < F < 0.975$,
- высокий – $0.975 < F < 0.995$,
- экстремально высокий – $F > 0.995$.

Фоновый уровень может быть разбит на три дополнительных:

- фоновый пониженный – $0.025 < F < 0.15$,
- фоновый средний – $0.15 < F < 0.85$,
- фоновый повышенный – $0.85 < F < 0.975$.

В соответствии с этой шкалой оценки уровня сейсмичности в регионах Сибири и Дальнего Востока по данным оперативного каталога на последний расчетный период (1 год) приведены в таблице. Во всех регионах наблюдался фоновый уровень сейсмичности, повышенная фоновая сейсмичность отмечена в Приморье и Приамурье, пониженная фоновая – в Якутии.

Литература

1. Каталоги землетрясений по различным регионам России // Землетрясения России в 2007 году. Обнинск: ГС РАН, 2009. С. 120–122
2. Салтыков В.А. Формализованная оценка уровня сейсмичности на примере Камчатки и Байкальского региона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2009. С. 178–182.

Р.З. Тараканов

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧНОСТИ КУРИЛО-ОХОТСКОГО РЕГИОНА С АНОМАЛИЯМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Курило-Охотский регион входит в состав Тихоокеанского сейсмического пояса и характеризуется большой контрастностью и интенсивностью тектонических движений, высоким уровнем сейсмичности и активным вулканизмом. Здесь происходит более 25 % землетрясений, наблюдаемых на территории России, в том числе и наиболее сильные (с $M_L \geq 8$), которые сопровождаются разрушительными волнами цунами [11].

Эпицентры подавляющего большинства курильских землетрясений, в том числе и наиболее сильных, располагаются между Тихоокеанским побережьем островов и осью глубоководной Курило-Камчатской впадины. Основная масса неглубоких (до 60 км) очагов приурочена к крутому северо-западному борту глубоководной впадины и удалена от Большой Курильской гряды в среднем на 100–150 км. Курило-Камчатская полоса этих землетрясений соединяется с Японской в районе о-ва Хоккайдо, оставляя единое целое. Единым на всем протяжении является и глубоководный желоб, разделяющий континентальные и океанические структуры. Полоса эпицентров землетрясений, расположенных между цепью вулканов и глубоководным желобом, отделяется от полосы глубоководных землетрясений почти асейсмичным пространством.

Эпицентры глубоководных землетрясений Курило-Камчатского региона протягиваются широкой полосой от западного побережья Камчатки до пересечения в Приморье с Идзу-Бонинской зоной эпицентров, образуя почти разобщенные группы. Причем каждой группе эпицентров свойственна своя глубина очагов.

В пределах Курило-Охотского региона выделяется наклонная сейсмофокальная зона, мощностью около 70 км, верхняя кромка которой выходит на дневную поверхность на крутом континентальном склоне глубоководного желоба, в 60–70 км от островов Большой Курильской гряды. Ширина эпицентральной области, соответствующая выходу фокальной зоны, составляет около 100 км. Подавляющее большинство землетрясений, в том числе и наиболее сильные, создающие на островах 7–9 балльный эффект, расположено в пределах наклонной фокальной зоны на глубинах до 200 км, причем более половины (55 %) всех землетрясений зоны приходится на наиболее сейсмоактивный двадцатикилометровый интервал глубин $h = 30–50$ км. Таким образом, гипоцентры сильнейших землетрясений удалены от островов Большой Курильской гряды на 60–150 км, что ослабляет их эффект до 8–9 баллов (вместо 10–11 баллов в эпицентре).

В пределах Курило-Охотского региона выделяется также группа очагов землетрясений, расположенная на глубинах до 60 км между наклонной фокальной зоной и глубоководным желобом. На вертикальном разрезе вкост дуги основная фокальная зона и ее ответвление (“kozyрек”) образуют подобие удлиненной наклонной буквы “Г”. Этот (“kozyрек”) удален от островов Большой Курильской дуги на 150–200 км, и эффект сильнейших землетрясений на островах не превышает 9 баллов.

Глубокофокусные землетрясения составляют всего около 10 % от общего их числа и меньше 1 % от энергии, выделяющейся в очагах всех землетрясений региона. Даже сильнейшие землетрясения (с $M_{SH} \sim 8$) с очагами на глубинах, больших 200 км, не вызовут на островах сотрясений, превышающих 7 баллов [11].

В районах, непосредственно прилегающих к Курильским островам, и на самих островах происходит сравнительно мало поверхностных землетрясений. Большинство слабых местных землетрясений, а также относительно сильные землетрясения, возникают на границе между западным шельфом островов Итуруп и Уруп и глубоководной Южно-Охотской котловиной. Среди наиболее сильных следует отметить Западно-Итурупское землетрясение 7 мая 1962 г. с $MLH = 6.8$ ($h = 20$ км) [10].

Аналогичная сейсмическая обстановка отмечается на северо-востоке о-ва Хоккайдо, сходном с рассматриваемым районом по строению и истории тектонического развития. Здесь 30 января 1959 г. отмечено два землетрясения с восьмибалльным эффектом в эпицентре ($MLH = 6$ и 6.8).

Таким образом, за рассмотренный период (более 150 лет) максимальный макросейсмический эффект на Курильских островах не превышал 9, баллов, что находится в хорошем согласии с картой сейсмического районирования СР-78 [6]. Однако на новой карте сейсмического районирования СР-97 группа островов в районе Средних Курил отнесены к 10-балльной зоне. Следует отметить, что 9-балльные сотрясения наблюдались только на о. Шикотан от землетрясения 5 октября 1994 г. и на о. Итуруп (от землетрясения 6 ноября 1958 г.). Эпицентры этих землетрясений располагаются в районе крутого приостровного склона глубоководного желоба и значительно приближены к островам (соответственно 50 и 80 км) Курильской гряды. В северной части Курильской дуги максимальный макросейсмический эффект за рассматриваемый период не превышал 8 баллов.

Анализ данных о механизмах подвижек свидетельствует о том, что в очагах большинства рассмотренных здесь сильных землетрясений отмечены взбросо-сдвиговые дислокации, ориентированные в основном вдоль структур дуги. Они обусловлены воздействием близгоризонтальных напряжений сжатия [2]. Крутые продольные взбросы приурочены к ведущим подводным хребтам в верхней и нижней частях островного склона. По краям очаговых областей возникают секущие дугу крутые взбросы, которые являются, по-видимому, границами сейсмогенных блоков.

Глубины очагов отмеченных сильных землетрясений находятся в пределах 30–50 км в твердом подкоровом субстрате литосферы между подошвой земной коры и кровлей первой астеносферы. Самой яркой особенностью сейсмичности является неравномерное распределение эпицентров (и гипоцентров) как вдоль, так и вкрест дуги. Самыми активными являются южная и средняя часть региона, в пределах которой отмечены почти все сильнейшие землетрясения с $M \geq 8$. Северный фланг Курильской дуги характеризуется умеренным уровнем активности. Как будет показано ниже, отмеченные особенности отражаются в различных аномалиях геофизических полей.

Курило-Охотский участок зоны перехода от континента к океану, как и вся область перехода, характеризуется очень сложным строением земной коры, верхней мантии и сейсмофокальной зоны, как в плане, так и по глубине. Отмеченная сложность строения проявляется в особенностях и аномалиях геофизических полей.

Наиболее сложно в тектоническом плане устроена средняя часть Курильской дуги. Она характеризуется наибольшими углами наклона сейсмофокальной зоны к горизонту, максимальной глубиной очагов и поворотом древних структур в сторону глубоководного желоба.

На подробной карте М.И. Стрельцова [9] приведены основные структурные элементы региона: ось Курило-Камчатского глубоководного желоба, Курильская островная дуга, Охотская котловина, Срединно-Курильский разлом и Охотская котловина, на фоне которых изображены особенности строения отдельных его участков, важное место среди которых занимают выходы на дно или неглубокое залегание верхнемеловых и более древних пород. На границе этих образований с кайнозойскими осадочными комплексами пород отмечены системы разломов, в виде уступов в рельефе дна крутизной 5° и более.

В центральной части региона поворот к глубоководному желобу массивов древних образований, разрыв их в центральной части и приближение к оси глубоководного желоба. Здесь показана яркая картина различий в строении флангов и центра Курильской дуги. Примечательно, что в средней части дуги отмечается заметное смещение эпицентральной зоны к востоку.

В этой части Курильской островной дуги В.А. Ермаков [4] выделяет впадину Матуа, которая способствует резкому повороту структур Средних Курильских островов к востоку.

Уточненная карта мощности земной коры для Курило-Охотского региона, составленная на основе детальных материалов МОВЗ и других данных, свидетельствует о слабом различии в строении земной коры центра и флангов Курильской дуги; все ее блоки характеризуются относительно увеличенной мощностью земной коры и наличием корней коры в местах проявления максимальной сейсмической активности между островами и глубоководным желобом.

Характерной особенностью в строении коры является наличие второго “корня” в районе о-ва Кунашир, более рельефно он проявлен в районе о-ва Итуруп, где максимальная мощность коры достигает 41 км [5]. С максимальными градиентами изменения мощности земной коры западнее островов Кунашир, Итуруп и Уруп связана повышенная сейсмическая активность Охотоморского шельфа Курильских островов. В качестве примера можно привести Западно-Итурупское землетрясение 1962 г. с $MLH = 6.8$ [10].

Сложный характер новейших тектонических движений устанавливается для Курильского островного поднятия, где следы их зафиксированы в рельефе положении морских террас, самая высокая из которых находится на уровне 200–250 м. Земная поверхность Малой Курильской гряды за четвертичный период испытала воздымание, суммарный эффект которого составил не менее 50 м. Скорость голоценовых опусканий подводного хребта Витязь достигала 45–50 мм/год [8].

Наблюдения за современными движениями земной коры показывают, что южный фланг Курильской гряды имеет тенденцию к опусканию со скоростью 3–4 мм/год [12], т.е. движется в противоположную сторону от неотектонических движений. Центральная же часть движется унаследовано от неотектонического этапа развития, поднимаясь со скоростью 3 мм/год.

Южная часть Курило-Охотского региона характеризуется высоким уровнем сейсмической активности а северная часть, по сравнению с ней, более умеренным

уровнем. Судя по сильным землетрясениям 15 ноября 2006 г. ($M_w = 8.1$) и 13 января 2007 г. ($M_w = 8.3$) средняя часть Курильских островов можно, по-видимому отнести к зоне с повышенным уровнем сейсмичности [11].

Значительное различие отмечается в строении южного и северного флангов (Курильской дуги. В северной части дуги не отмечается парной системы разломов, разделяющих древние массивы от кайнозойских осадочных комплексов, а сами древние реликты приобретают “кусковатую” форм. На этом фланге отмечается много каньонов, связанных, по-видимому, с поперечными структурами [9].

Рассмотренные здесь данные позволяют выделить три крупные структуры: южную (от о-ва Хоккайдо до пролива Буссоль), центральную (между проливами Буссоль и Крузенштерна) и северную (от пролива Крузенштерна до южной оконечности Камчатки). Как будет показано ниже, эти три основные зоны выделяются как в сейсмичности, так и в аномалиях геофизических полей.

Несмотря на сложный характер изолиний, можно отметить почти точное совпадение областей повышенной сейсмической активности между глубоководным желобом и Курильскими островами и областей отрицательных гравитационных аномалий [7]. В районе выхода сейсмофокальной зоны отмечается пониженный тепловой поток. А повышенный тепловой поток отмечается под Курильскими островами и в районе Курильской котловины Охотского моря. Эти районы, как известно, характеризуются резко пониженной сейсмической активностью. Таким образом, выявляется четкая обратная корреляция теплового потока и сейсмической активности.

Характерной особенностью распределения теплового потока вкрест простирающихся основных структур региона является наличие низкого теплового потока (до 0.6 ЕТП) между осью Курило-Камчатского желоба и вулканической дугой, резко возрастающего и переменного (1.5–2.5 ЕТП) в пределах вулканической гряды до высокого (> 2.5 ЕТП) в осевой части Южно-Охотской впадины [3].

Большой контраст отмечается в распределении глубинных температур вдоль профиля 1М-10 у подошвы земной коры. Под Южно-Охотской впадиной температура недр составляет $\sim 1000^\circ$, под островом Итуруп $\sim 1200^\circ$. Температура резко понижается на подошве коры под континентальным склоном глубоководного желоба ($300\text{--}400^\circ$ и до 200° за глубоководным желобом. Отмеченные температурные аномалии хорошо коррелируются с наблюдаемыми особенностями сейсмичности [3, 6].

Литература

1. Атлас Курильских островов. Отв. Редактор – картограф Е.А. Федорова. Российская академия наук. Институт географии РАН. Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. М.: Владивосток: ИПЦ “ДИК”, 2009. 516 с.
2. Балакина Л.М. Субдукция и механизмы очагов землетрясений // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 120–141.
3. Веселов О.В., Гордиенко В.В., Соинов В.В. Обобщение данных по тепловому потоку // Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток, 1992. С. 115–121.
4. Ермаков В.А. Тектоническое районирование Курильских островов и проблема сейсмичности // Физика Земли. 1977. № 1. С. 30–47.
5. Злобин Т.К., Злобина Л.М. Строение земной коры Курильской островной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 24–35.

6. Сейсмическое районирование территории СССР / Отв. Ред. В.И. Бунэ, Г.П. Горшков. М.: Наука, 1980. 307 с.
7. Сеначин В.Н. К вопросу об изостазии окраинных морей: модель глубинной компенсации и ее геодинамическое приложение // геофизические поля и моделирование тектоносферы. Южно-Сахалинск, 1997. С. 252–255. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Том III).
8. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука. 1976. 239 с.
9. Стрельцов М.И. Тектоническое районирование и структурные ярусы Курило-Камчатской островной системы // Геолого-геофизический Атлас Курило-Камчатской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. Лист 12.
10. Соловьев С.Л., Поплавская Л.Н., Зарайский М.П. Западно-Итурупское землетрясение 7–8 мая 1962 г. // Геология и геофизика, 1964. №7. С. 55–62.
11. Тараканов Р.З. Уроки Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M_w=8.3$) и 13 января 2007 г. ($M_w = 8.1$) // Вулканология и сейсмология. № 5, 2008. С. 1–14.
12. Якушко Г.Г., Никонов А.А., Юркевич К.Б. Современные вертикальные движения Курильских островов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, №6. С.

**В.Ю. Тимофеев¹, Д.Г. Ардюков¹, В.М. Соловьев², С.В. Шибяев³,
А.Ф. Петров³, П.Ю. Горнов⁴, Е.В. Бойко¹, А.В. Тимофеев¹**

**МЕЖПЛИТНЫЕ ГРАНИЦЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ ПО ДАННЫМ GPS
ИЗМЕРЕНИЙ, СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И СЕЙСМОЛОГИИ**

¹ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

² *Геофизическая Служба СО РАН, г. Новосибирск*

³ *Якутский Филиал ГС СО РАН, г. Якутск*

⁴ *Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

Современная геодинамика и сейсмичность Дальневосточного региона в значительной мере определяется взаимодействием Евразийской, Тихоокеанской, Североамериканской, а также меньших по размерам Амурской, Охотоморской плит и, возможно, плиты моря Беринга. Проводимые в последние годы глубинные сейсмические исследования и измерения методом GPS, позволяют прояснить связь плитных смещений и глубинной структуры региона. Методы космической геодезии применяются для изучения территории последние 15 лет с использованием постоянных станций и сетевыми методами. Характер сейсмичности северо-восточного региона России, в целом, отражает особенности смещений на границах тектонических плит. Сейсмологические исследования в регионе проводятся с середины прошлого века, когда начали развиваться сети специальных станций. Сейсмические профильные измерения методами ОГТ, ГСЗ и т.д. проводятся, начиная с 80-х годов прошлого столетия. В работе рассматриваются результаты, полученные по профилю г. Магадан – о. Врангеля.

Взаимодействие плит Земли в настоящее время активно изучается на основе данных космической геодезии. Изучение параметров вращения тектонических плит проводится на все более продолжительных временных рядах. Так, например, параметры вращения Евразии (положение полюса Эйлера и скорость за млн лет) с учетом данных постоянных станций соответственно до 2008 и до 2010 годов, получены следующие: модель SOPAC-2008 (17), $55.851^{\circ}\text{N}\pm 0.53^{\circ}$, $262.622^{\circ}\text{E}\pm 0.16^{\circ}$, $0.263\pm 0.001^{\circ}$; модель Шестаков-2008 (13) $54.2^{\circ}\text{N}\pm 0.7^{\circ}$, $259.3^{\circ}\text{E}\pm 0.5^{\circ}$, $0.251\pm 0.002^{\circ}$ [7]; модель ANI-2010 (3), $53.1^{\circ}\text{N}\pm 1.8^{\circ}$, $259.5^{\circ}\text{E}\pm 0.5^{\circ}$, $0.244\pm 0.002^{\circ}$. При построении моделей обычно исключаются из анализа результаты по южной и центральной частям Азии, как активно деформируемые в настоящее время. Положение полюса взаимного вращения Евразии и Северо-Американской плиты, по мнению различных исследователей, находится в широком диапазоне от 74°N , 110°E до 60°N , 135°E [2, 5, 6] фактически вдоль границы плит (рис. 1). Относительное смещение на границе можно проиллюстрировать на примере двух точек границы. При вычислениях использованы модели SOPAC-2008 и ANI-2010, для точки на берегу океана (72°N , 129°E) смещение относительно Евразии составляет 3.33 мм в год (-2.62 и -2.07) или 2.05 мм в год (-0.16, -2.05) на ЮЗ и ЮЗЗ. Для точки на континенте (65°N , 141°E) смещение относительно Евразии составляет 7.04 мм в год (-1.74 и -6.83) или 5.22 мм в год (-1.37, -5.04) на ЮЗЗ. В целом, смещения на границе по направлению и величине соответствует схеме, представленной на рис. 1.

Схема взаимодействия плит показывает увеличение сжатия с севера на юг азиатской части Северо-Американской плиты. Рассматривая остаточные смещения по

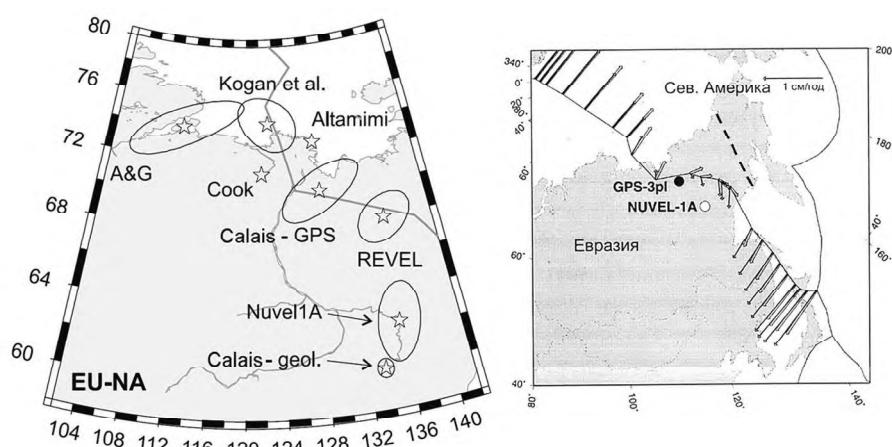


Рис. 1. Положение полюса взаимного вращения Евразии и Северной Америки по результатам, полученным различными авторами [2, 5, 6]. На правом рисунке пунктирной линией показано положение профиля "г. Магадан – о. Врангеля" и направление и величина смещений по границе плит по различным моделям.

Таблица. Восточная часть Азии, смещения относительно модели плиты Евразия

Пункт	Широта φ°	Долгота λ°	Экспер. - Модель eu a ANI-2010, V_n , мм/год	Экспер. - Модель eu a ANI- 2010, V_e , мм/год
NRIL (2001-2010)	69.362	88.360	+0.60	-1.03
IRKT (1995-2010)	52.219	104.316	+0.23	-0.24
IRKJ (2002-2010)			+0.57	-0.33
УАКТ (2001-2010)	62.031	126.680	-0.07	-1.55
ТІХІ (1999-2007)	71.634	128.866	+1.09	-0.51
(1999-2010)			+1.04	-0.19
ВІЛІ (2000-2007)	68.076	166.437	-4.68	-0.82
(1999-2008)			-4.196	-0.467
MAG0 (1998-2006)	59.575	150.770	-3.68	-8.07
(2-й вариант, 1998-2006)			-4.023	-5.616

постоянным станциям северо-восточной части Азии, следует отметить, что станции Билибино (BILI) и Магадан (MAG0) имеют аномальные смещения относительно Евразийской плиты, т.е. относятся к Северо-Американской плите (табл.).

Второй момент – это аномальное смещение станции Магадан относительно Билибино, что свидетельствует о наличии границы, либо широкой области современного деформирования между этими станциями. Наиболее активной частью Арктико-Азиатского сейсмического пояса является сеймотектоническая зона хр.Черского, выраженная сгущениями эпицентров землетрясений в междуречье Яны и Колымы. В ней в течение XX века произошло более 10 сейсмических катастроф, среди которых Артыкское событие 1971 г. имело 9-бальные эффекты в эпицентральной зоне и ощущалось на площади около 1 млн. квадратных километров в Рес-

публике Саха (Якутия), Магаданской области и Хабаровском крае. По данным сейсмических исследований максимальная ширина сейсмоактивной зоны вдоль северного побережья Охотского моря составляет 600 км, что, возможно, связано с наличием здесь тройного сочленения – Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской плит. Все землетрясения этой зоны возникают в средней и нижней части земной коры на глубинах от 7 км до 30 км. Сейсмический процесс по данным сейсмических исследований и GPS-наблюдений происходит в условиях сжатия.

Проведенный комплексный анализ материалов глубинных сейсмических исследований и сейсмологии свидетельствует о проявлении области сочленения Северо-Американской и Охотоморской плит (рис. 2) как в глубинных структурах земной коры, так и в положении поверхности Мохоровичича.

Так, опорный геолого-геофизический профиль 2-ДВ в южной части пересекает смежные участки Охотоморской и Северо-Американской плит. По существующим геодинамическим представлениям граница сочленения проходит по разлому Улахан в южной части хр. Черского на участке $X = 460\text{--}485$ км профиля ОГТ (или $X = 360\text{--}380$ км профиля ГСЗ). Известно, что разлом Улахан представляет собой крупнейшую сдвиговую систему на северо-востоке России, для которой характерен весь набор признаков, известный для других сдвиговых систем мира [1, 4]. Он отчетливо наблюдается на космических снимках. Горизонтальная амплитуда смещения по разлому Улахан составляет около 40-45 км. Улахан уверенно прослеживается в геофизических полях: магнитном и силы тяжести. На большей своей части он сейсмоактивен, а в зоне его влияния обнаружено несколько сейсмодислокаций.

По материалам ГСЗ на региональном геотрансекте 2ДВ (г. Магадан-о. Врангеля) в зоне сочленения отмечается значительное уменьшение значений граничных скоростей по поверхности Мохо до 7.5×7.7 км/с и локальный подъем границы Мохоровичича (М) на 2×4 км. Понижение граничных скоростей по поверхности М на участках сочленения крупных террейнов отмечалось и ранее при работах ГСЗ, а также на других участках профиля 2ДВ и 2ДВ-А. Оно может быть связано с переработкой субстрата земной коры, что привело к утончению коры в области сочленения и понижению скоростей по поверхности Мохо [3]. На глубинном сейсмографикическом разрезе в данной зоне отмечается чрезвычайно неоднородная средняя кора. Снижение контрастности отражений для низов коры и раздела Мохоровичича в более широкой зоне отмечается также на разрезе ОГТ. В данной зоне отмечается уменьшение средних (эффективных) скоростей во всей толще земной коры,

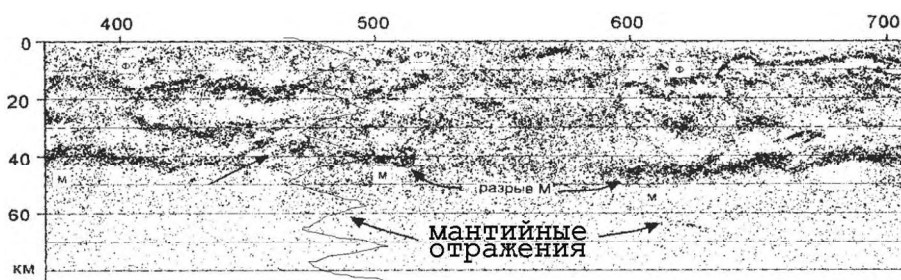


Рис. 2. К характеристике глубинного строения области сочленения Охотоморской и Северо-Американской плит в створе профиля 2ДВ. Фрагмент разреза ОГТ [7].

что может свидетельствовать о большой раздробленности структур земной коры. Эти материалы, наряду с повышенной сейсмичностью на глубинах до 30 км, свидетельствуют о проявлении области сочленения Охотоморской и Северо-Американской плит не только в верхней части земной коры, но и в средней и нижней частях коры и разделе Мохоровичича.

Литература

1. Мальков Б.И. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы // Мезозойский тектогенез: Материалы 7-й сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, 1971. С. 35–41.
2. Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии. // Докл. РАН. 2004. Т. 394, №5. С. 689–692.
3. Сурков В.С., Сальников А.С., Кузнецов В.Л., Липилин А.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Соловьев В.М. Строение земной коры Магаданского сектора северо-востока России по данным ГСЗ // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным: Сб. науч. трудов. Новосибирск: Наука, 2007. С. 13–21.
4. Шахтыров В.Г. Разломные и сдвиговые морфоструктуры Северо-востока СССР // Морфоструктурные исследования. Теория и практика. М.: Наука, 1985. С. 190–194.
5. Calais E., DeMets C., Nocquet J.-M. Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions? // Earth and Planetary Science Letters, 216 (2003). С. 81–92.
6. Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., McLean M.S. and Imaev V.S. Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia. // Stephan Mueller Spec. Publ.Ser. 2009. 4. P. 117–145.
7. Shestakov N.V., Gerasimenko M.D., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V.A., Bykov V.G., Kolomiets A.G., Gerasimov G.N., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Kato T. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations. // Geophysical Journal International. 2011. V. 184, issue 2, February, 529-540; doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04871.x.

С.В. Трофименко

**НЕОДНОРОДНОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В БЛОКОВОЙ МОДЕЛИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

*Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета,
г. Нерюнгри*

Одним из основных свойств геологической среды является изменчивость её состояния во времени и пространстве, что проявляется в вариациях различных параметров геофизической среды.

Изучение пространственно-временных закономерностей в проявлениях современной сейсмической активности позволяет решать, как проблемы прикладного значения, например: прогноза землетрясений [1, 2] и сейсмического районирования для проектирования сейсмостойкого строительства [3], так и теоретические, например, для выяснения степени взаимосвязи процессов сейсмичности и вулканизма [4] и их взаимосвязь с изменениями угловой скорости вращения Земли [5, 6] и солнечной активности, изучения структуры земной коры с целью выяснения общей картины геодинамики [7–9].

Исследование временных и пространственных закономерностей преобразования энергии, связанных с сейсмичностью привело к появлению концепции блокового строения геофизической среды [10].

В данной работе рассматриваются вопросы цикличности сейсмического режима, одним из компонентов закономерных изменений которого является скрытая периодичность сейсмической активности.

В основу исследования положены материалы статистического моделирования сейсмичности в конвергентных зонах литосферных плит Северо-востока Азии. В результате моделирования во временных рядах моментов землетрясений выделены аномалии суточной и годовой цикличности. Для годовых циклов характерно увеличение активности в апреле-июне и октябре-ноябре. В суточных распределениях количества землетрясений выделяются от двух до четырех максимумов активности для характерных областей скрещивающихся активных разломов [11]. Длиннопериодный (предположительно 22-х летний) цикл характерно проявляется для всей исследуемой территории [12].

Обсуждение результатов моделирования проведено в рамках блочной модели земной коры [13].

В модели блокового строения литосферы в системе гравитационного взаимодействия “Земля–Солнце” в суточных аномалиях сейсмического режима должно проявляться от двух до четырех максимумов сейсмической активности: в максимумах горизонтальной и вертикальной составляющих гравитационного потенциала. Причем в максимуме горизонтальной составляющей потенциала за счет увеличения межблокового взаимодействия максимум суточной сейсмичности должен проявляться в утренние и вечерние часы (6 и 18ч LT) в зонах активизированных разломов с вертикальными межблоковыми шовными зонами (рис. 1).

Максимумы сейсмической активности в периоды экстремальных значений вертикальной составляющей гравитационного потенциала будут проявляться при

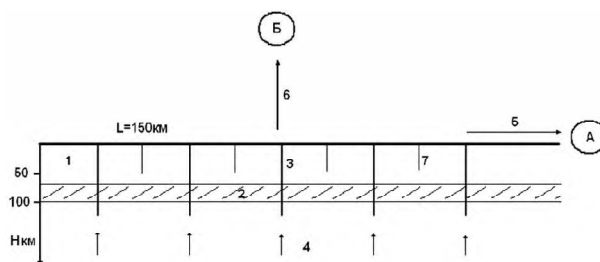


Рис. 1. Динамическая модель земной коры во взаимодействии в системе “Земля–Солнце”. 1 – блоки литосферы в модели М.А. Садовского [13]; 2 – положение фазовой границы в модели Б.В. Левина [14]; 3 – шовные межблоковые зоны; 4 – зона эндогенной активизации в результате дегазации [15, 16]; 5 – направление горизонтальной деформации в положение Солнца (А), соответствующее первому максимуму суточной активности сейсмического процесса; 6 – направление деформации в положение Солнца (Б), соответствующее второму максимуму суточной активности сейсмического процесса при наклонном падении шовных межблоковых зон; 7 – межблоковые границы второго порядка.

наличии наклонных межблоковых шовных зон также за счет увеличения кинематического взаимодействия блоков. В данной модели прогнозируется отсутствие суточных аномалий на линейных субширотных структурах.

По результатам определения максимумов суточной активности для северной границы Амурской плиты в предположении плоской волны установлена фазовая скорость смещения максимума сейсмической суточной активности. Истинное долготное время для выделенных областей составляет: БРЗ – 7.4 ч, ОСЗ – 8 ч, Сахалин – 9.47 ч. Максимумы суточной активности соответственно – 18, 19 и 20 ч UT. Отсюда истинное время максимумов 25.4, 27 и 29.5 часа LT. Разница между максимумами на Сахалине и БРЗ составляет 2 часа, т.е. относительно нулевого меридиана они формируются одновременно. Отсюда фазовая скорость смещения максимума суточной активности не может быть меньше чем 1000 км/час, что практически равно фазовой скорости суточной приливной волны для широты 56° .

Изменение годовой активности в предлагаемой модели возможно при формировании ансамбля блоков и при наличии наклонных межблоковых шовных зон. Исходя из инерционной природы годовых циклов сейсмического режима, следовало бы ожидать 4 максимума сейсмической активности. Отсутствие 3-го и 4-го максимума может быть связано с недостаточной статистикой исходных данных, вследствие ограниченности ряда наблюдений либо недоучетом низших энергетических классов ($K < 7$).

В годовых аномалиях отмечается наличие максимума в ноябре не зависимо от долготы исследуемого участка. В предположении о синфазном возбуждении сейсмической активности ансамблем блоков в течение года была отработана технология последовательного наращивания сейсмической области вдоль северной границы Амурской плиты. Результаты моделирования отражены на рис. 2.

Таким образом, в суточных вариациях сейсмической активности явно отражается блочная структура земной коры. Структура аномалий обусловлена ориентацией систем активных разломов.

В годовых циклах, при увеличении области моделирования, более контрастно проявляется два максимума сейсмической активности. Фактически, это может оз-

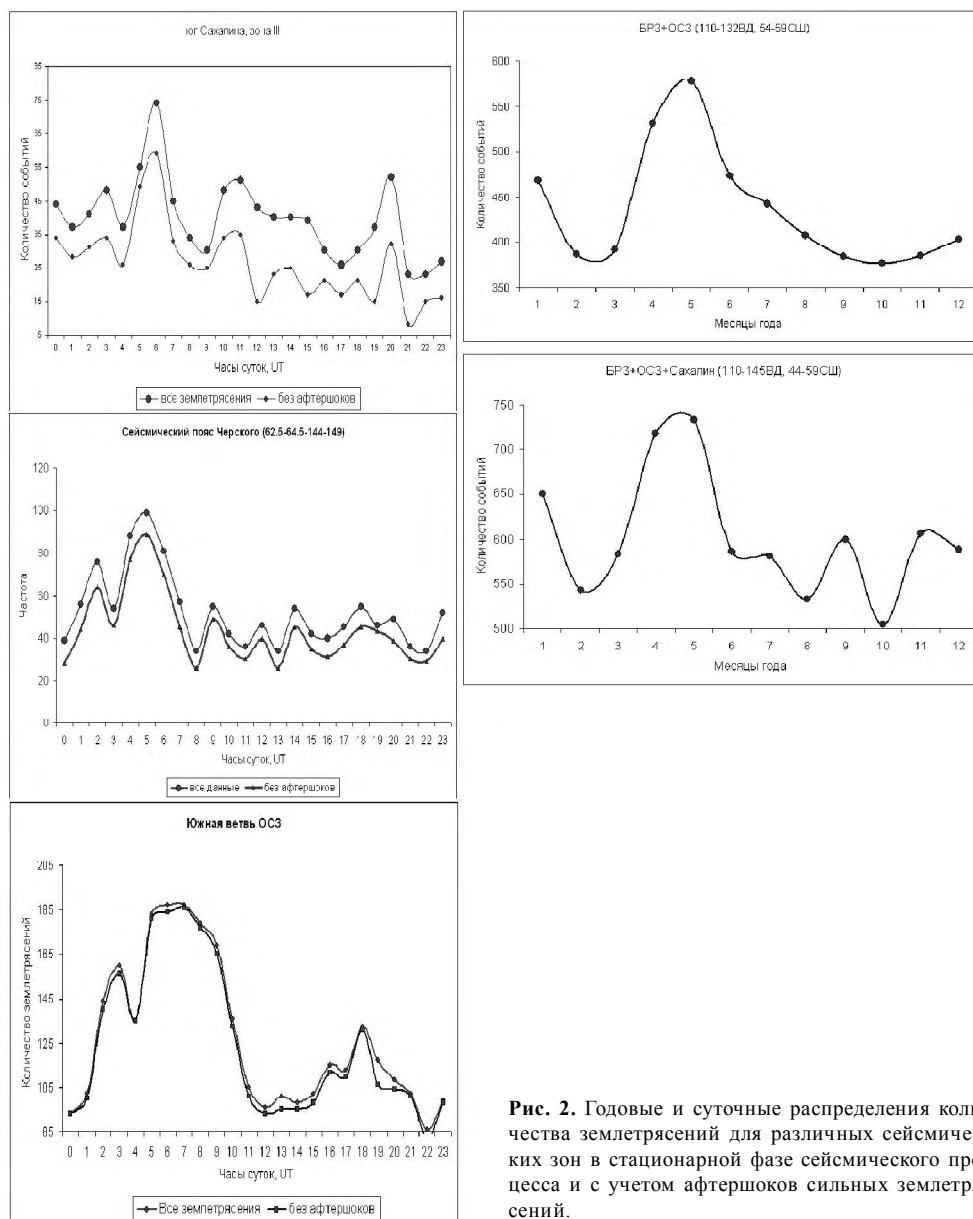


Рис. 2. Годовые и суточные распределения количества землетрясений для различных сейсмических зон в стационарной фазе сейсмического процесса и с учетом афтершоков сильных землетрясений.

начать, что в формировании годовой цикличности участвуют крупные образования литосферы, в данном случае конвергентно-дивергентные зоны Амурской и Евро-Азиатской литосферных плит.

В 22-х летних циклах миграции очагов землетрясений во всех сейсмоактивных зонах Северо-востока Азии наблюдается синфазное изменение векторов смещений сейсмической активности [12] в северном направлении. В указанный период времени происходило ускорение вращения Земли [5]. В блочной модели земной

коры с учетом инерционной природы сейсмического процесса в модели “Земля–Солнце” динамика сейсмического режима может означать, что угол наклона плоскостей сместителей активных разломов имеет крутое падение преимущественно в северных румбах, по крайней мере, в чувствительных областях сейсмоактивных зон Северо-востока Азии.

Литература

1. Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды ИФЗ АН СССР. 1965. № 203 (36). С. 66–93.
2. Викулин А.В. Прогноз времени сильнейших землетрясений у берегов Камчатки и Северных Курилл // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 62–69.
3. Уломов В.И. Сейсмичность // Национальный атлас России. Т. 2. Природа. Экология. 2007. С. 56–57.
4. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Бурнас, SWB, 2008. 304 с.
5. Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли // Вестник РАН, 2004. Т. 74, № 8. С. 701–715.
6. Горьковатый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдакова Т.А. и др. О корреляции графиков угловой скорости вращения Земли и модуля ее временной производной с частотой землетрясений в зависимости от магнитуды // Физика Земли. 1994. № 10. С. 33–38.
7. Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000. 226 с.
8. Трофименко С. В. Динамика сейсмического режима Олекмо-Становой сейсмической зоны // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2009. Т. 2. С. 403–410.
9. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Трофименко С.В. и др. Сейсмотектоника зоны сочленения структур Байкальской рифтовой зоны и орогенного поднятия Станового хребта // Геофизические исследования. М.: Изд-во ИФЗ, 2007. Вып. 8. С. 81–116.
10. Садовский М. А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.
11. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Пространственно-временные закономерности сейсмичности Олекмо-Становой сейсмической зоны // Тектоника и глубинное строение востока Азии: VI Косыгинские чтения: доклады всероссийской конференции, 20–23 января 2009 г., Хабаровск / Под. ред. А.Н. Диденко, А.А. Степашко. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2009. С. 294–297.
12. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. 22-х летние циклы сейсмической активности сейсмических поясов Северо-востока Азии // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири: Докл. научного симпозиума 1–4 июня 2010 г., Хабаровск / Под. ред. В.Г. Быкова, А.Н. Диденко. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2010. С.291–294.
13. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.
14. Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В. О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км. // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 1. С. 101–104.
15. Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 4. С. 535–537.
16. Гуфельд И.Л. О проблемах прогноза сильных коровых землетрясений и регулировании сейсмического процесса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Материалы конференции. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2009. Т. 2. С. 306–311.

Г.Ф.Уфимцев**МОРФОТЕКТОНИКА ТЫЛОВЫХ ЧАСТЕЙ И ОГРАНИЧЕНИЙ ПЕРЕХОДНЫХ
ЗОН ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ***Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Термины о пассивной или активной континентальной окраине или зоне перехода от континента к океану являются в сущности, “историческими” и не отражают современных знаний об их геологической структуре. В последние годы на шельфах и континентальных склонах пассивных континентальных окраин обнаружены глубокие компенсированные прогибы, и потому такого рода переходные зоны от континента к океану должны относиться к конседиментационным, активно аккумулярующим потоки наносов со стороны суши. Кроме “пассивных” и активно переходных зон существуют ещё и средиземные (или междуземные) обстановки, где батиметрические ступени уровня дна глубоководных котловин окраинных морей являются преобладающим, но разделяют континентальные массивы. Средиземные переходные зоны на Земле в основном входят в планетарный “пояс разломов” (Карибский регион и Средиземноморье и отчасти Зондский регион), который на юге Азии (Загрос, Гималаи) “захлопнут” при пересечении им крупнейшего на планете понижения поверхности геоида, где в его рельефе располагается невысокий уступ-«рубец», соответствующий Гималаям. Обособленную позицию занимает средиземный регион моря Скоша.

Пассивные континентальные окраины распространены в Атлантике и Арктике, Индийском океане и вокруг Антарктиды, а активные вокруг Тихого океана, где они структурно различны на его западе и востоке. В последнем случае это простые комбинации структурных форм, а в Западнотихоокеанском регионе зоны перехода имеют сложную структуру и включают рифтогенные образования типа глубоководных впадин окраинных морей – здесь на собственно переходную зону от континента к океану наложен рифтогенный пояс, входящий в одну из меридиональных и повторяющихся через 90° по долготе ветвей мировой системы рифтов. В Западной Пацифике, наряду с взаимодействием системы “континент–океан” и наложением на переходную зону рифтового пояса, действуют ещё два геодинамических фактора: влияние глубинных неоднородностей, определяющих существование здесь крупнейшего поднятия рельефа геоида и его ската в сторону Азии, и взаимодействие Северного и Южного полушарий планеты, разделённых в геодинамическом отношении планетарной системой левосторонних ороклинов.

Одна из проблем в изучении тектоники и геодинамики переходных зон от континента к океану заключается в определении фронтальных и тыловых их частей или сфер влияния, в пределах которых геодинамика первых оказывает воздействие, и в том числе в структурном отношении, на сопредельные участки дна океанов и континентальные массивы. Фронтальное (в сторону океана) влияние геодинамики переходных зон морфологически выражено достаточно определённо – это материковые подножья вдоль пассивных окраин и краевые океанические валы у активных. Тыловые сферы влияния геодинамики переходных зон и их тыловые ограничения, которые можно обозначить термином “край устойчивого континента”, определить сложнее, и этому в основном посвящено настоящее сообщение. С одной

лишь оговоркой, что мы здесь ведём речь о современных (неотектонических) переходных зонах и опираемся на результаты тектонического анализа рельефа.

В пассивных континентальных окраинах наиболее чётким ограничением края устойчивого континента являются великие уступы (эскарпменты), особенно распространённые на окраинах южных материков и субконтинентов. Уступ Западных Гатов на Индостанском полуострове является характерным примером такого рода неотектонических форм. Великие уступы возникают при расколе континентов и начале их расхождения. Начальным элементом генетического ряда этих форм являются Главный Эфиопский и затем Красноморский рифты. Здесь ограничивающие их эскарпменты представляют собой монолитные сбросовые уступы. При дальнейшем расхождении континентов межматериковые рифты трансформируются в срединноокеанические, но великие уступы над пассивными континентальными окраинами продолжают своё развитие: и Великий Уступ Южной Африки, и уступы Западных Гатов Индостана и Водораздельного хребта Австралии, несмотря на их удаление от срединноокеанических рифтов сохраняют свою морфологическую молодость и, следовательно, продолжают активное существование. Они на этой стадии своего развития, равно как и окраинноматериковые поднятия в форме гигантских наклонно поднятых глыб типа Декана или Драконовых гор являются плечами-противоподнятиями бассейнов и прогибов на шельфах или континентальных склонах – при переходе межконтинентальных рифтов в океанические происходит своеобразная бифуркация явлений планетарного рифтогенеза в виде его продолжения и на пассивных континентальных окраинах. Если межматериковые рифты ограничиваются высокими и прямолинейными сбросовыми уступами, то на стадии окраинноматерикового орогенеза великие надбереговые уступы испытывают изменения в геодинамике. В них по простиранию сбросовые уступы чередуются с блоковыми полями в виде сложных сочетаний равновысотных тектонических ступеней, которые могут образовывать то выступы, то входящие углы в эскарп. При этом под великими уступами располагаются низкие денудационные равнины с останцовыми горами и их ширина может достигать десятков километров, например, под уступом Западных Гатов в Гоа.

Блоковые поля, составляющие выступающие углы великих эскарпов, либо заполняющие входящие в них углы, по-видимому, составляют характерные элементы уступов на стадии окраинноматерикового рифтогенеза на пассивных окраинах и, судя по наличию в их подошвах денудационных равнин, являются морфологическими выражениями своеобразного денудационно-тектонического отступления параллельно самим себе великих эскарпов, за счёт чего в их подошве формируется поверхность, способная принять шельфовые осадки. Одним из их примеров являются, видимо, Капские горы Южной Африки, где система разновысотных ступеней и горстов занимает наклонный пьедестал великого уступа. В результате денудационно-тектонического отступления великих эскарпов рифтогенные шельфовые прогибы и бассейны расширяются. Такая геодинамика пассивных континентальных окраин сопровождается и сейсмической активностью у побережий Скандинавии, Западного Индостана и Восточной Австралии.

По сути дела, геодинамика великих эскарпов является одним из способов морфотектонического выражения утонения литосферы в процессе рифтогенеза, когда блоковому крошению и утонению верхней литосферной пластины сопутствует и

денудационный срез, оформляющий поверхность несогласия, на которую в последующем налегают бассейновые или шельфовые отложения. Это один из характерных элементов геодинамики континентального рифтогенеза вообще и на пассивных континентальных окраинах его проявление, пожалуй, наиболее распространено.

Другой менее выразительной формой края устойчивого континента являются, видимо, пологонаклонные пьедестального типа поверхности, примером которых является т.н. пидмонт на атлантическом побережье Северной Америки. Такого же рода или морфологически близкие поверхности, видимо, распространены на западных побережьях Африки между Сенегалом и Конго, на юге Патагонии и, возможно, на восточном побережье Африки южнее Момбасы.

Активные континентальные окраины в пределах Тихоокеанского кольца образуют две группы. У восточных берегов океана переходные зоны от континента к океану имеют простое строение: глубоководный желоб и прибрежное мелководье, иногда осложненное континентальным бордерлендом. Пространственная сопряженность Андского горного пояса с переходной зоной очевидна, но структурные связи здесь, видимо, сильно изменяются по простиранию. Наши наблюдения и построение карт тектонического рельефа на район Перуанских Анд показали, что в этом секторе горного пояса его западный склон в сторону Тихого океана составлен сводовым изгибом с насаженными на его шарнир вулканическими постройками – полным структурным аналогом линейных сводовых поднятий Главного Кавказского хребта и Срединного хребта Камчатки и это уже молодой ороген в стадии «созревания» континентальной литосферы. Следовательно, здесь западное, обращенное к океану крыло свода является краем устойчивого континента. Южнее вогнутого изгиба тихоокеанского берега Южной Америки ситуация, видимо, меняется и Аргентино-Чилийские Анды по своим морфологическим особенностям близки островодужным сооружениям. Это, естественно, требует проверки. А вот Эквадорские, Колумбийские и Карибские Анды определено относятся к континентальным молодым орогенам и переходная зона вблизи них имеет простое строение: глубоководный желоб и прибрежное мелководье.

В Западнотихоокеанском регионе переходные зоны от континента к океану отличаются сложным строением и в их состав входят, наряду с глубоководными желобами и островодужными поднятиями, глубоководные впадины окраинных морей и рифтогенные континентальные бордерленды типа систем поднятий и впадин возвышенности Ямато. Этот список морфотектонических элементов дополняется достаточно обширным списком форм тыловых частей или тыловых сфер влияния таких переходных зон: аваншельфы и шельфы окраинных морей, авлакогеноподобные прогибы типа впадин Татарского или Тайваньского проливов, представляющие собой входящие углы со стороны глубоководных котловин окраинных морей. А также близкой структурной позиции рифтогенные впадины в тылу островных дуг – примером их служит Центральнокамчатская впадина. Этот список продолжают окраинноматериковые рифты, сопряженные с шельфами окраинных морей – таковы системы поднятий и впадин Нижнего Приамурья и Северного Приохотья, более древние аналоги которых составляют промежуточный структурный этаж шельфов окраинных морей. Здесь мы наблюдаем эволюционный ряд форм: окраинноматериковая рифтовая зона в виде системы поднятий и впадин – система кра-

евых погруженных блоков прибрежной части шельфа – шельфовый бассейны с погребённой рифтовой системой.

Тыловые ограничения переходной зоны на востоке Азии и соответственно края устойчивого континента часто представляют собой великие уступы, парагенетически связанные с окраинноматериковыми вулканическими поясами и зонами тектономагматической активизации. Это протяжённые надбереговые уступы Джугджура и Сихотэ-Алиня, уступ юго-восточного склона Колымского нагорья. В отличие от надбереговых эскарпментов пассивных континентальных окраин они имеют более сложную структуру и могут включить протяжённые береговые ступени и ступенчатые глыбовые поднятия и узкие внутригорные впадины. Эти уступы ограничивают прибрежные глыбовые поднятия на краю континента, одновременно являющиеся плечами-противоподнятиями глубоководных котловин окраинных морей, авлакогеноподобных прогибов и шельфовых бассейнов. В других случаях, например, в Нижнем Приамурье, великие уступы разветвляются и разделяют блоки с различной степенью утонения литосферы и рассекают другие крупные поднятия или зоны умеренного тектонического скучивания – в этих случаях они меняют морфологию по простиранию и представляют собой композиционные формы.

На значительной протяжённости сфера тылового влияния активной переходной зоны имеет значительные размеры и охватывает прибрежные равнины, например, в Восточном Китае, где рифтовая зона Фенвей имеет признаки переходного от материковых к окраинноматериковым образованиям. Граница устойчивого континента в таких случаях имеет сложные очертания.

В заключение можно высказать предположение, что в Арктической области имеется особая разновидность тылового влияния пассивных переходных зон от континента к океану. Это обширные регионы блокового дробления и, видимо, утонения литосферы Канадского Арктического архипелага, и островных групп Российской Арктики.

РАЗДЕЛ V

ТЕКТОНИКА И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

В.И. Анойкин**ЛИМУРИЙСКАЯ ПОДЗОНА – НОВОЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ В СОСТАВЕ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО АМУРА**

Федеральное государственное унитарное предприятие “Дальгеофизика”, г. Хабаровск

Структурно-формационному районированию означенной территории посвящено множество работ в производственных предприятиях и научных учреждениях. Традиционно с позиций геосинклинальной теории выделялись и выделяются структурно-формационные зоны (СФЗ), с позиций плитной тектоники – террейны аккреционных призм (ТАП). Однако, существующие ныне принципы выделения СФЗ, узаконенные в производственной практике, подходят больше для областей платформенного строения, нежели аккреционных систем, таких как Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье. Применительно к областям аккреционного строения под СФЗ автор понимает вертикальный формационный ряд пелагических, гемипелагических и окраинно-океанических осадков, последовательно формирующих чехол океанической плиты при её движении в сторону континента или островной дуги. Учитывая однотипный набор формаций, слагающих чехол океанической плиты, роль формационной составляющей при выделении структурно-формационных подразделений в аккреционных комплексах не так значима, как, скажем, при районировании платформенных образований. Здесь больше учитывается структурная обособленность и возраст однотипных формационных комплексов.

На Нижнем Амуре в составе морских мезозойских отложений выделяется несколько таких вертикальных формационных рядов в ранге структурно-формационных зон или подзон с полным или сокращённым формационным набором от типично океанических фаций (кремни, вулканиты) до окраинно-океанических с участием турбидитов и андезитовой вулканокластике.

Рассматриваемая новая структурно-формационная подзона в составе также новой Нижнеамурской СФЗ (рис. 1) принадлежит одному из таких неполных циклов развития с выпадением самого нижнего звена вертикальной последовательности, представленного обычно ленточными кремнями с участием вулканитов основного состава.

Основанием для появления Лимурийской подзоны послужило выделение автором новой литостратиграфической колонки из 2^х контрастных по составу лимурийской и жорминской толщ, охватывающих, судя по определениям радиолярий и иноцерам, временной интервал от средней юры по сеноман включительно (рис. 2).

Лимурийская толща (J_2-K_1lm), слагающая видимое основание Лимурийской подзоны, представлена преимущественно глинистыми сланцами и алевролитами с линзами и горизонтами мелкозернистых песчаников, кремней, кремнисто-глинистых сланцев, туфов и лав основного состава. Возраст толщи, определённый по радиоляриям, охватывает интервал от средней юры по среднему альбу включительно (рис. 2). Она включает ранее ошибочно выделенные в бассейне р. Лимури лимуричанскую толщу и верхнеадаминскую подсвиту [3], а также амысканскую толщу [4], не получившую дальнейшего распространения в разрезах Нижнего Приамурья, поскольку оказалась в одной СФЗ с близкой по составу и возрасту адаминской свитой. К лимурийской толще отнесены и вулканогенно-кремнистые отложения на левобережье

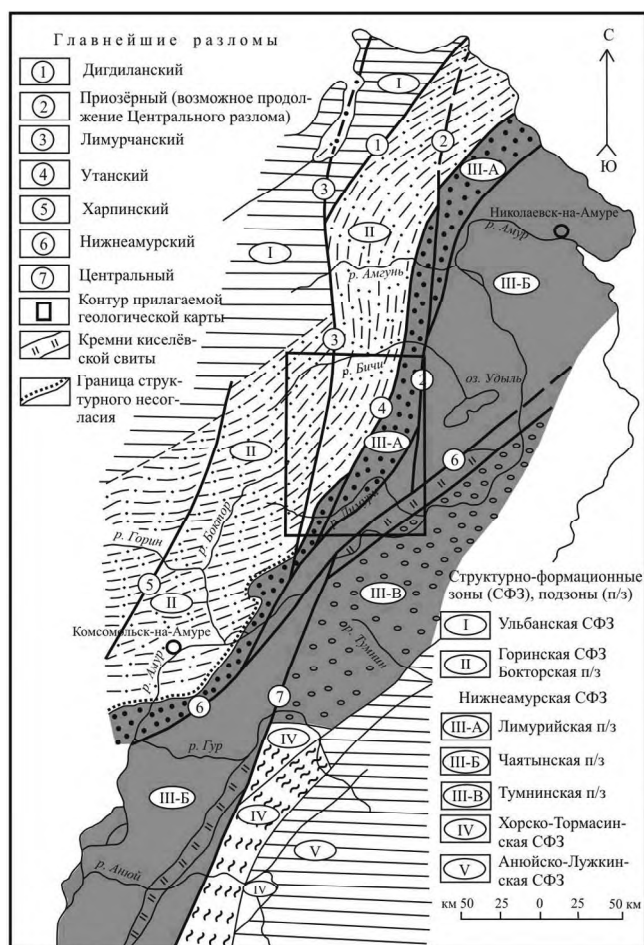


Рис. 1. Схема структурно-тектонического районирования морских отложений Нижнего Приамурья.

р. Мачтовая, биостратиграфически изученные А.Н.Филипповым и И.В.Кемкиным [6] в окружении ситогинской свиты или жорминской толщи, по современным представлениям.

Жорминская толща (K_{1-2} жг), занимающая основной объём подзоны по масштабам площадного распространения, согласно наращивает разрез лимурийской толщи и вместе с ней окаймляет восточную границу Бокторской подзоны. В составе жорминской толщи доминируют серые и реже буровато-серые мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники, включающие линзы и горизонты конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий, а также весьма характерных “узорчатых” туфопесчанков. Альб-сеноманский возраст толщи определяется её согласным залеганием на среднеальбских отложениях верхов лимурийской толщи и присутствием в “узорчатых” туфопесчанках *Inoceramus* (?) ex gr. *concentricus* Park var. *nipponicus* Nagao et Mats. [2], переопределённого [1] как *Inoceramus tychljawajamensis* Vereshagin сеноманского возраста. Имеются и другие находки иноцерам в составе толщи, но они из-

за плохой сохранности возраст пород не уточняют. Из ранее закартированных подразделений на Нижнем Амуре, жорминская толща сопоставляется с горнопротокской свитой в её стратотипической местности и орельской свитой, выделенной Л.И.Красным в районе оз. Орель. Оба эти стратона и частично ситогинская свита ныне включены в жорминскую толщу в составе Лимурийской подзоны Нижнеамурской зоны [3].

Жорминская толща, представленная мощным (до 1500 м) комплексом псаммитовых осадков с горизонтами турбидитов и грубообломочных пород, отчётливо картируется на местности и обозначена на схеме структурно-тектонического районирования (рис. 1) в виде протяжённой линейной полосы. Она знаменует завершение морского режима осадконакопления в рассматриваемой подзоне, примерно одновременно с утицкой свитой из Чаятинской подзоны или чуть раньше.

Лимурийская толща отражает обстановку гемипелагической седиментации и слагает верхнюю часть чехла океанической плиты.

Из всех структур Нижнеамурской СФЗ Лимурийская подзона обладает наибольшим металлогеническим потенциалом. Подмечено, что подавляющее большинство золоторудно-россыпных узлов и полей локализовано именно в полосе северо-восточного и субмеридионального простиранья, совпадающей с выходами отложений Лимурийской подзоны и конкретно с лимурийской толщей, претерпевшей на отдельных участках повышенную степень рассланцевания пород и динамо-метаморфизм на уровне филлитов и серицит-кварцевых сланцев. Породы эти, пронизанные тонкими прожилками кварца, в практике поисковых работ получили название “Мартемьяновские сланцы”, содержащие золоторудную минерализацию. Они могут быть отнесены к черносланцевой формации, перспективной на выявление промышленно интересных проявлений золота метаморфогенно-гидротермального типа.

Литература

1. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России / И.И. Сей, Т.М. Окунева, Т.Д. Зонова, Е.А. Калачева. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
2. Бельтенёв Е.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеамурская. Лист М-54-1. М.: Гостехиздат, 1959. 43 с.
3. Кайдалов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Николаевская. Лист М-54-1. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. С. 185. (в издании)
4. Кайдалов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Николаевская. Лист М-54-XXXII. Санкт-Петербург, 2002. 135 с.
5. Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемеловой Восточно-Азиатской аккреционной системы // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 1. С. 64–68. (в печати)
6. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Первые находки позднеитонских и средне-позднеальбских радиолариевых ассоциаций в вулканогенно-кремнистых образованиях правобережья нижнего течения р. Амур и их тектоническое значение // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 5. С. 42–52.

**А.В. Аржанникова¹, Н.В. Кулагина¹, С.Г. Аржанников¹,
М. Жоливе², В.В. Акулова¹, Р. Вассалло³, А. Шове⁴**

**К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ГУСИНООЗЕРСКОЙ ВПАДИНЫ
(ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

¹*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

²*Университет Ренн-1, Франция*

³*Университет Савойи, Франция*

⁴*Университет Монпелье-2, Франция*

Гусиноозерская впадина входит в систему мезо-кайнозойских депрессий Западного Забайкалья. Она расположена между Хамбинским и Монстойским хребтами и вытянута в северо-восточном направлении. Начало формирования Гусиноозерской впадины, по мнению разных исследователей [1–6 и др.], происходило в юрское или в меловое время. При этом вопрос – существовал ли в юрское время континентальный седиментационный бассейн в Гусиноозерской впадине, или формирование мощной толщи осадков началось в раннемеловое время – является важным звеном в изучении геодинамики региона. Он неразрывно связан с вопросом о времени закрытия Монголо-Охотского океана, который также остается дискуссионным – по разным данным закрытие палеоокеана в этом районе датируется от средней юры до нижнего мела [7–16]. Таким образом, решение вопроса, в какое же время начала формироваться Гусиноозерская впадина, заполненная континентальными отложениями, позволит представить дополнительные аргументы в дискуссии о времени закрытия Монголо-Охотского океана.

В 1937 г. Н.А. Флоренсовым была предложена первая стратиграфическая схема для континентальных отложений Гусиноозерской впадины, основанная на литологических признаках. В последующие годы многочисленные находки пресноводной фауны привели к созданию новых стратиграфических схем. Так, Г.Г. Мартинсон [1] выделил в разных частях разреза комплексы пресноводных моллюсков, характеризующие среднюю, верхнюю юру – низы нижнего мела и нижний мел.

По данным [2–4] в Гусиноозерской впадине осадконакопление началось также со средней юры и продолжалось в течение верхней юры и до верхов нижнего мела. Весь разрез мезозойских континентальных отложений Гусиноозерской впадины на основании литологических, палеонтологических, палинологических и геологических данных [3] подразделен следующим образом:

Триас-юра

1. Порфиритовый комплекс мощностью до 400 м.

Конец нижней юры - средняя юра (угленосные отложения)

2. Таширская свита мощностью 300–450 м:

а) конгломератовая базальная толща;

б) угленосная толща.

Верхняя юра

3. Улангангинская свита мощностью до 820 м;

а) нижнеулангангинская подсвита мощностью до 230–500 м;

б) верхнеулангангинская подсвита мощностью до 220–320 м.

Нижний мел

4. Холболджинская свита мощностью до 1250 м:

а) нижнехолболджинская подсвита мощностью до 750 м;

б) верхнехолболджинская подсвита мощностью до 50 м.

Таким образом, по данным [1–4], континентальное осадконакопление в Гусиноозерской впадине началось в средней юре, а, возможно, и в конце поздней юры. Этот вывод был сделан данными исследователями на основании нахождения в нижних частях осадков комплекса видов пресноводных пелеципод рода *Ferganoscopcha*. Эти виды пелеципод характерны для разрезов Приверхоянского краевого прогиба, где континентальные отложения переслаиваются с надежно датированными средней юрой морскими осадками [18]. Комплекс видов *Ferganoscopcha* также найден в среднеюрских отложениях Иркутского, Южно-Якутского, Чулымо-Енисейского, Кузнецкого бассейнов, Ферганы, Тургая и других районов Азии, где их возраст подтверждается всеми другими палеонтологическими данными, поэтому среднеюрский возраст нижней части осадков Гусиноозерской впадины по данным [2] можно считать твердо установленным.

Схема, предложенная [5–6], существенно отличается от таковой Мартинсона, Колесникова и Очирова [1–4]. Согласно этой схеме, осадконакопление начинается в раннем мелу, а отложения средней и верхней юры на территории Гусиноозерской впадины отсутствуют. Пелециподы же рода *Ferganoscopcha*, свидетельствующие о юрском возрасте осадков, являются лишь реликтом фауны юрской эпохи в нижнемеловых отложениях.

Как видно из приведенных данных, возраст осадочной толщи, включающей многочисленные прослои угольных отложений, на протяжении многих десятилетий оставался дискуссионным. Мы попытались провести собственные исследования осадков из некоторых разрезов с определением содержащихся в них растительных остатков и пыльцы для уточнения их возраста.

В образцах из нижней части разреза “Гусиное озеро” (51°6′33.73″, 106°15′6.39″) Машук И.М. и Фроловым А.О. идентифицированы многочисленные отпечатки листьев *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, а также редкие отпечатки листьев *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer и семян *Carpolithes sp.*. *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer и другой вид из рода *Czekanowskia sp.* – *Czekanowskia setacea* Heer встречаются в списке флоры Р.З. Генкиной и И.Н. Сердобольской, приведенным для хаяно-таширского горизонта в работе [1]. Указанные авторы считают, что флора свидетельствует о верхнеюрско-меловом возрасте отложений. Ввиду того, что наши сборы были не полными, а найденные виды имеют широкое стратиграфическое распространение, то более точная интерпретация возраста вмещающих отложений по этим данным затруднительна.

Параллельное палинологическое исследование образцов осадочных отложений позволило более точно привязаться ко времени осадконакопления. Подготовка проб к анализам проводилась в лаборатории литогенеза и стратиграфии Института земной коры, определение палиноспектра проводилось В.А. Мишариной.

Наиболее полно в палинологическом отношении представлены озерно-болотные отложения, вмещающие прослои угля, в береговом обнажении озера Гусиное (51°12′10.80″, 106°29′9.60″, alt. 1744 м). В них определен следующий палиноспектр: споры (8.5 %) – *Leiotriletes sp.* 1 %, *Cingulizonates aff. Insignis* 0.5 %, *Selaginella aff.*

granata 2 %, Vitreisporites sp. 2 %, Cyathidites minor 3 %, голосеменные (91.5 %) – Cycadopites orbicularis 4.5 %, Cycadopites sp. 4 %, Monosulcites sp. 9 %, Ginkgocycadopites sp. 9.5 %, Araucaria sp. 11 %, Protopinus pergrandis 2.5 %, Protopinus sp. 3.5 %, Pinus divulgata 1.5 %, Pinus sp. 2.5 %, Pseudopicea monstrosa 2 %, Pseudopicea sp. 4 %, Piceites latens 2.5 %, Piceites sp. 6 %, Picea sp. 10.5 %, Dipterella oblatinoides 5.5 %, Podocarpites sp. 0.5 %, Podocarpus sp. 4.5 %, Paleoconiferus sp. 0.5 %, Coniferae (смятые миоспоры) 7.5 %.

Полученный спектр по своему видовому составу ближе всего к комплексу, обнаруженному в нижних горизонтах таширской свиты [3]: споры (14 %) – Selaginella sp. 2 %, Licopodium sp. 1 %, Angiopteris sp. 3 %, Ophioglossum sp. 2 %, Coniopteris sp. 2 %, Cibotium sp. 2 %, Leiotriletes sp. 3 %; голосеменные (86 %) – Ginkgo sp. 5 %, Bennettites 3 %, Araucaria sp. 1 %, Podozamites sp. 7 %, Pseudopodocarpus typical 9 %, Podocarpus arguata 3 %, Podocarpaceae 2 %, Protoconiferis funarius 5 %, Protoconiferus sp. 9 %, Protopicea cerina 2 %, Paleoconiferus asaccatus 15 %, Pseudopicea magnifica 3 %, P. variabiliformis 2 %, Picea sp. 2 %, Pinus subconcinus 3 %, Pinaceae 9 %, Coniferales 6 %. Наличие в этом палинологическом комплексе пыльцы древних хвойных и спор Angiopteris указывает на нижнеюрский возраст вмещающих отложений. Однако, учитывая наличие других данных, возраст отложений может колебаться в пределах нижней юры – самых низов средней юры [3]. Общим для сравниваемых спектров является относительно небольшое содержание спор, доминирование пыльцы голосеменных, особенно древних хвойных, присутствие видов Cycadopites, Ginkgocycadopites, Ginkgo, Bennettites, Araucaria. Отмеченные особенности спектра сопоставимы и с материалами М.М. Одинцовой [19] по раннему мезозою Сибирской платформы. В частности, для нижнеюрских комплексов Северного Приверхоянья свойственно большое содержание пыльцы древних хвойных (Protopinus pergrandis, Pseudopicea gigantissima, Protoconiferus, Dipterella oblatinoides и др.). Высокое содержание пыльцы древних хвойных (Coniferae, Protopinus pergrandis, Protopinus sp., Pinus divulgata, Pseudopicea sp., Piceites sp., Dipterella oblatinoides, Podocarpus sp. и др.) и наличие Cycadopites sp., Monosulcites sp., Araucaria sp. в исследуемых нами отложениях позволяют отнести их образование к концу нижней-средней юре.

Таким образом, проведенные нами палинологические исследования отложений, вмещающих угольные пласты Гусиноозерской депрессии, показали, что обнаруженный палинокомплекс является типичным для юрского времени. То есть, в этот период на территории Западного Забайкалья уже существовали обширные пресноводные бассейны седиментации со «спокойными» озерно-болотными условиями осадконакопления. Они сменяют период активного впадиноформирования с дифференцированным рельефом, представленный в разрезах базальной конгломератовой толщей. Возможно, период формирования дифференцированного рельефа как раз связан с процессами закрытия Монголо-Охотского океана. Приведенные данные показывают, что к ранней-средней юре эти процессы уже завершились.

Литература

1. Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы. Забайкалья и Монголии // Тр. Байкал. лимнол. станции. 1961. Вып. 19. 332 с.
2. Колесников Ч.М. Стратиграфия мезозойских континентальных отложений Бурятской АССР (Западное Забайкалье) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 4. С. 59–73.

3. Колесников Ч.К. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.-Л.: Наука, 1964. С. 5–138.
4. Очиров Ц.О. Геология Гусино-Иволгинской части Бурятии. Улан-Удэ: Бурятское книжн. изд-во, 1964. 155 с.
5. Скобло В.М. Схема биостратиграфии нижнемеловых отложений Западного Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1967. Вып. 2 (4).
6. Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
7. Davis G.A., Qian Xianglin, Zheng Yadong, Tong Heng-Mao, Wang Cong, Gehrels G.E., Shafiqullah M., and Fryxell J.E., 1996, Mesozoic deformation and plutonism in the Yunmeng Shan: A metamorphic core complex north of Beijing, China. In Yin An, and Harrison T.M., eds., The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press, p. 253–280.
8. Davis G.A., Wang Cong, Zheng Yadong, Zhang Jinjiang, Zhang Changhou, and Gehrels G.E., 1998, The enigmatic Yinshan fold-and-thrust belt of northern China: New views on its intraplate contractional styles. *Geology*, V. 26. P. 43–46.
9. Yin A., and Nie S., 1996, A Phanerozoic plinstatic reconstruction of China and its neighboring regions. In Yin A and Harrison T.M., eds, The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press. P. 442–485.
10. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 54–62.
11. Zheng Y., Davis G.A., Wang C., Darby B.J., and Hua Y., 1998, Major thrust system in the Daqing Shan, Inner Mongolia, China. *Science in China, ser. D*. V. 41, N 5. P. 553–560.
12. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Скляров Е.В., Томуртогов О., Хосбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямбаа Ч. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 11–25.
13. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545–1562.
14. Darby B.J., Davis G.A., and Zheng Y., 2001, Structural evolution of the southwestern Daqing Shan, Yinshan belt, Inner Mongolia, China. In Hendrix, M.S., and Davis, G.A. eds., Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation; Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 194.
15. Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W.P. and Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.* (2002) 148, 34–57.
16. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, №10. С. 1061–1073.
17. Мартинсон Г.Г. О стратиграфии мезозойских континентальных отложений Забайкалья // Докл. АН СССР. 1955. Т. 105, № 2. С. 335–338.
18. Мартинсон Г.Г. О фауне переслаивающихся морских и континентальных мезозойских отложений Азии // Доклады АН СССР, 1958. Т. 121, № 2. с.
19. Одинцова М.М. Палинология раннего мезозоя Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 116 с.

В.Г. Варнавский

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА. АЛДАНО-МАЙСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ: ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Введение

Алдано-Майская нефтегазоносная область (АМНГО) структурно представлена рифей-венд-кембрийским терригенно-карбонатным комплексом Алдано-Майской краевой синеклизы (АМКС) [1], изучена крайне слабо, а в нефтегазоносном отношении особенно.

Проблема рассматривается на примере наиболее изученной (геологической съемкой масштаба: 200000) южной части АМНГО, на основе анализа сводных стратиграфических разрезов геологических карт (рис. 1).

Лито-фациальный обзор

АМНГО представлена широким спектром литофаций морского мелководия (шельфа) и сопредельных низменных равнин суши. На рисунке 2 представлены макеты литолого-фациальных карт рассматриваемой территории по 25-ти стратиграфическим уровням рифея, венда и кембрия.

Ранний рифей и ранняя половина среднего рифея характеризуется преимущественно терригенных литофаций: склоновых прибортовых зон рифтограбенов (осыпей у подножия склонов, конусов выноса, водоёмов у подножия склонов); приморской низменной равнины с локальными пресными и засоленными водоемами (песчаники разной зернистости, нередко с галькой и линзами конгломератов, песчаники глинистые, известковистые, доломитистые с линзами и прослоями доломитов, изредка известняков. В омахтинской свите на севере и северо-востоке региона отмечаются

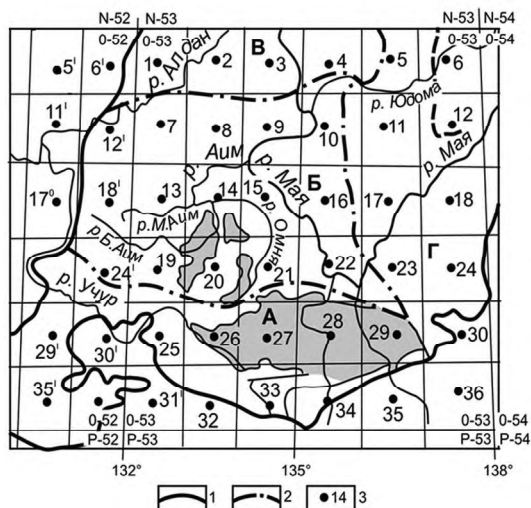


Рис. 1. Схема разграфки листов государственных геологических карт масштаба 1:200 000 серий листов 0-52 и 0-53, рассматриваемой территории.

1 – граница АМНГО; 2 – граница тектонических зон: А – Учурская, Б – Майская, В – Усть-Майская, Г – Кыллахская Южная Юдомо-Майского авлакогена; 3 – местонахождение центральной части листов государственных геологических карт, (арабские цифры на схеме соответствуют римским цифрам номерам листов карт).

литофации типа мусорных доломитов (доломиты глинистые, песчаные, с галькой и щебнем). В известняках листа карты 0-53-XVI отмечаются битумопроявления.

Средний рифей на этапе Аимчанской серии (талынской, светлинской свит) и кондёрской свиты керпильской серии характеризуется повсеместной инверсией. Литофации (известняки, известковистые песчаники с линзами известняков, аргиллитов известны на ограниченной площади южной части Юдомо-Майского авлакогена (лист 0-53-XXIV). В последующей седиментогенной истории среднего рифея формируются преимущественно мелководно-морские с глауконитом аргиллитовые (омнинская свита), известняковые и доломитовые (малгинская и ципандинская свиты) литофации, обильно насыщенные битумоидами, содержащие слои горючих сланцев.

В позднем рифее складывается обстановка мелководно-морского осадконакопления с неоднократной сменой преимущественно глинистого (кумахинская, нельканская, усть-кирбинская свиты), существенно песчаного (кандыкская свита, джабатымская и маямканская толщи) и карбонатного известняково-доломитового (мильконская, игниканская свиты) комплексов.

После длительного (более 100 млн лет) перерыва в осадконакоплении на рубеже рифея и венда круто изменилась седиментогенная обстановка.

Вендский период характеризуется ярко выраженной трансгрессией с продвижением морского режима на запад и юго-запад с охватом даже юго-западных участков Учурской структурно-тектонической зоны. Широко развиты доломитовые литофации с прослоями и линзами песчаников, изредка конгломератов в аимской, известняков – в усть-юдомской свитах.

В кембрии в течение эволюции осадконакопления всех его стратиграфических последовательностей господствовал морской режим с преимущественным накоплением разнотипных известняков с прослоями доломитов, мергелей, изредка песчаников. Практически весь разрез кембрия битуминозен, особенно пестроцветной и инниканской свит.

Инверсии, перерывы в седиментогенезе

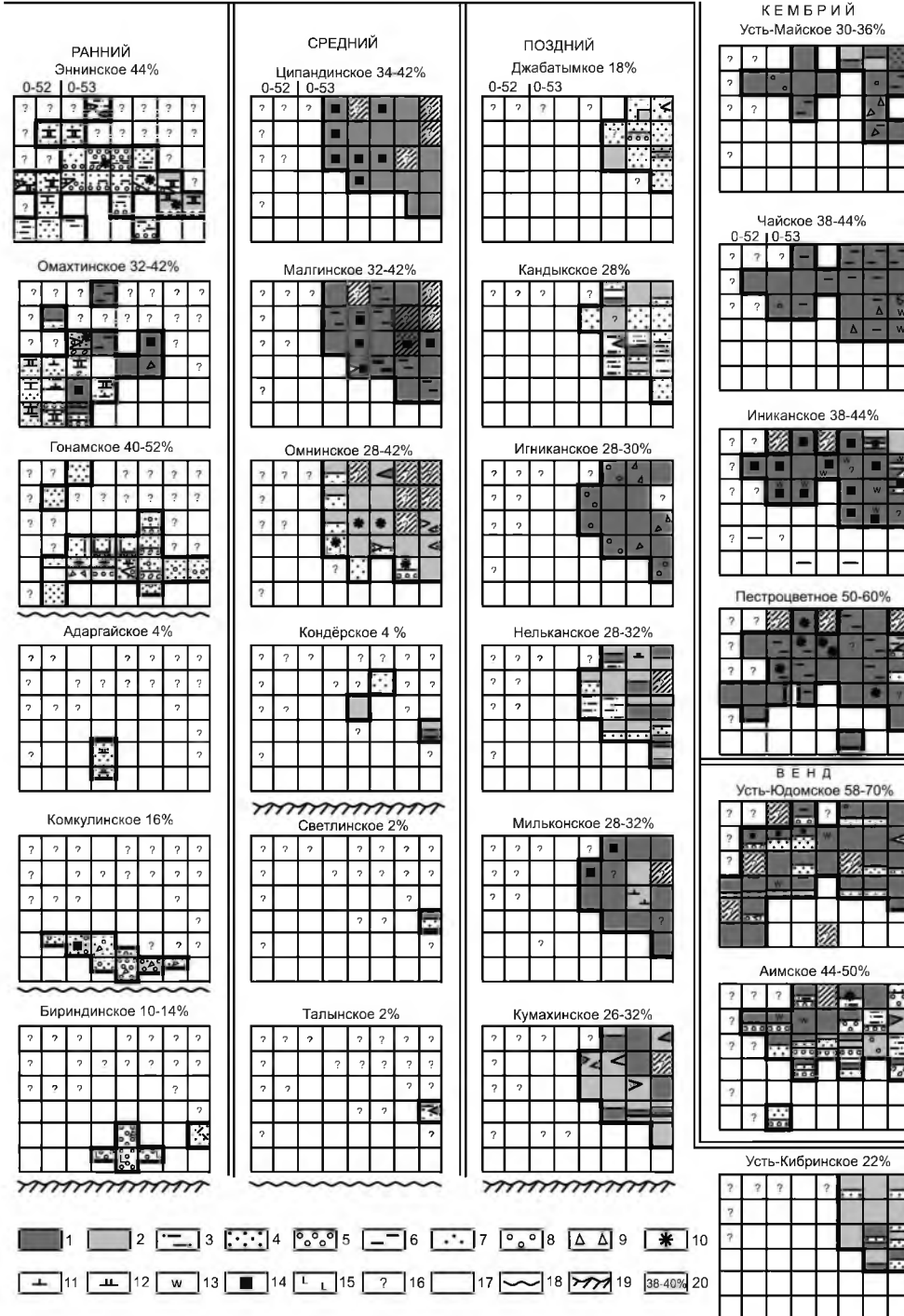
В истории седиментогенеза значительная доля геологического времени приходится на инверсии, перерывы в осадконакоплении. По характеру изменения литофаций, размерам их площадного распространения намечаются инверсии в истории седиментогенеза:

- адаргайского времени (с развитием на рубеже с гонамским временем);
- эннинского времени раннего рифея с последующим развитием в талынское, светлинское, кондёрское времён среднего рифея (продолжительностью более 150 млн лет) и проявлением в это время неоднократных размывов, образованием кор выветривания;
- незначительные, кратковременные инверсии в кумахинское, нельканское время, со сменой карбонатного седиментогенеза глинистым, песчано-глинистым;
- в уйский век позднего рифея с последующим длительным (более 150 млн лет) перерывом в осадконакоплении и структурной перестройкой на рубеже позднего рифея и венда.

Магматизм: роль и место в седиментогенезе

Рифей-вендский седиментогенез в Юдомо-Майском авлакогене и сопредельных с ним платформенных структурах Майской структурно-тектонической зоны

Р И Ф Е Й



Алдано-Майской плиты [1], а также в рифтограбенах Учурской структурно-тектонической зоны сопровождался магматизмом: трахит-трахбазальтовым в раннем и среднем рифее, долерит-базальтовым – в позднем рифее–венде [2–4]. Магматизмом (как итогом тектоно-магматической активизации) контролировалось время проявления отмеченных ранее инверсий, перерывов в осадконакоплении, развития пор выветривания.

Литература

1. Варнавский В.Г., Кузнецов В.Е. Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона: геолого-структурное положение, районирование // Тихоокеан. геология. 2011. № 5. С. 67–79
2. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
3. Легенда Учуро-Майской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). Гурьянов В.А. Гл. ред. Ю.П. Рассказов. Хабаровск: ФГУГГП “Хабаровскгеология”, 1999. 86 с.
4. Шпунт Б.Р. Позднекембрийский рифтогенез Сибирской платформы (тектоно-формационный анализ). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.

Рис. 2. Повременные модели строения и размещения рифей-венд-кембрийских литокомплексов южной части АМНГО.

Литофации (1–5): 1 – карбонатная (известковая, доломитовая); 2 – существенно глинистая; 3 – глинисто-песчаная, песчано-глинистая; 4 – существенно песчаная; 5 – существенно конгломератовая, брекчиевая; Примеси в литофациях (6–14): 6 – глинистость, 7 – песчаность, 8 – наличие гальки, 9 – наличие щебня, 10 – глауконит, 11 – известковистость, 12 – доломитистость, 13 – кремнистость, 14 – битуминозность; 15 – вулканисты; 16 – отсутствие информации; 17 – отсутствие литофаций рассматриваемого времени; 18 – размыв; 19 – размыв, кора выветривания; 20 – доля площади региона, занятая литофациями рассматриваемого времени.

В.Г. Варнавский, С.М. Родионов**ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СТРАТЕГИИ РОССИИ 2011–2020 гг.**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Обоснование необходимости проведения исследований

Энергетической стратегией России в качестве одной из приоритетных задач развития нефтегазового комплекса страны на период до 2020 г. рассматривается формирование новых центров добычи нефти и газа, прежде всего, в восточных районах страны. Требуемый прирост запасов нефти на не выявленных месторождениях Восточной Сибири и Дальнего Востока до 2020 г. 1.0–1.2 млрд т.

Дальний Восток – это ворота России в страны АТР, динамическое развитие отношений с которыми может оказывать существенное влияние на темпы выхода России из экономического кризиса.

Смещение политических и экономических интересов России на Восток может принести огромные экономические и геополитические выгоды. При этом Россия может стать неттоэкспортером энергетических ресурсов в страны АТР. Это диктует необходимость интенсивного наращивания энергетической базы, повышает ответственность научных подразделений ДВО РАН за научное обеспечение интенсивного изучения и освоения природных ресурсов, наиболее эффективного, рационального их вовлечения в экономику региона и России в целом.

Суть проблемы

Несмотря на давнюю историю исследований осадочных бассейнов Востока России, они все еще остаются весьма слабо изученными. В 80-х годах прошлого столетия резко вырос интерес к мультидисциплинарному изучению осадочных бассейнов, как вместилищ различных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Благодаря геолого-геофизическим поисково-разведочным работам конца 70-80 годов на северо-восточном шельфе Сахалина были открыты нефтяные, нефтегазовые месторождения по запасам, в десятки раз превышающие суммарные запасы известных на Сахалине месторождений; выявлены перспективные площади на Прихабаровском, Прикамчатском и Примагаданском шельфах Охотского моря и в Татарском проливе, а Охотоморский регион приобрел, в итоге, статус нефтегазоносной провинции государственной и международной значимости.

Обратно пропорциональную тенденцию в развитии приобрели в эти годы углепоисковые и разведочные работы. 90-ые годы оказались годами тяжелых испытаний для науки и геологии, геологопоисковых и разведочных работ на уголь, нефть и газ, подлинным разорением угледобывающих предприятий. Последние, практически, находятся в упадочном состоянии в регионе и в настоящее время.

К отмеченному ранее следует добавить – расчеты показывают, что уровень добычи нефти и газа последнего десятилетия удастся сохранить лишь до ближайших десятилетий текущего столетия, а уже к середине его запасы нефти (по меньшей мере) будут практически исчерпаны. Под воздействием этой тенденции в зарубежных странах, обладающих природными угольными ресурсами, уделено пристальное внимание развитию этой отрасли.

Имеющийся научный задел, оценка уровня проделанной работы в институтах ДВО РАН и РАН

По инициативе Ю.А. Косыгина (председателя Комиссии при Президиуме ДВНЦ АН СССР по координации геолого-геофизических работ) в 1981–1985 гг. Постановлением госкомитета СССР по науке и технике, Госплана СССР, Распоряжением Президиума АН СССР в рамках целевой комплексной программы ОЦ 007 научными подразделениями ДВНЦ АН СССР были проведены исследования по теме “Определить основные критерии нефтегазоносности переходных от океана к континенту зон на примере северо-западной части Тихого океана”. В исполнении этой темы головным предприятием был определен Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР.

В исследования по теме были вовлечены институты ДВНЦ: ИМГиГ, СВКНИИ, ДВГИ, ТОИ, АмурКНИИ, институты Министерства газовой промышленности СССР: ВМНПО “Союзморгео”, НПО “Сахалинморнефтегазпром”, НИИ “Сахалин НИПИнефтегаз”, трест “Дальморнефтегазгеофизразведка”, предприятия Министерства геологии СССР: ВНИГРИ, НИИ “Океангеология”, ПГО “Сахалингеология”, ПГО “Дальгеология”, Министерства высшего и среднего специального образования – МГУ.

Был обобщен и всесторонне проанализирован обширнейший материал по геологии (стратиграфии, тектонике, фациально-формационному анализу), гидрогеологии, гидрогеохимии, геофизике, геотермическим исследованиям и т.д. потенциально нефтегазоносных осадочных бассейнов суши и акваторий Востока России. Эти исследования придали мощный импульс развитию нефтегазопоисковых и разведочных работ, итогом которых стало: открытие нефтегазовых месторождений на северо-восточном шельфе Сахалина, оценка высоких перспектив нефтегазоносности Прихабаровского, Примагаданского и Прикамчатского и др. шельфов на акваториях Дальневосточных морей, а также Верхнебуреинского, Алдано-Майского, Среднеамурского и других бассейнов континента Востока России, Камчатки.

Материал этих исследований и результаты явились источником многочисленных публикаций, к числу которых относятся: монография «Литолого-петрографические критерии нефтегазоносности» [2], Атлас структурно-литологических карт кайнозойских осадочных бассейнов Востока СССР, карт нефтегазогеологического районирования и основных нефтегазоносных комплексов кайнозойских осадочных бассейнов Востока СССР масштаба 1:15000000 [1], а также неопубликованная до сих пор в открытой печати (ДСП) Тектоническая карта нефтегазоносных областей Востока России и сопредельных акваторий масштаба 1:2000000. Всего опубликовано около 150 разработок.

По заданию Мингео России во второй половине 90-х годов Институтом тектоники и геофизики была разработана Программа геологоразведочных работ в Хабаровском крае и сопредельном шельфе северо-запада Охотского моря и Татарского пролива на период до 2005 г. и перспективу до 2025 г., концепция развития этих работ. Основные материалы Программы опубликованы в 2001 г. в монографии “Природные ресурсы нефти и газа Хабаровского края” [3]. В рамках этой Программы Институтом тектоники и геофизики совместно с трестом “Дальморнефтегеофизразведка” проведены исследования геологии и нефтегазоносности Охотско-Шантарского, Татарского пролива и Среднеамурского осадочных бассейнов. Соответствующие монографии (из серии монографий “Осадочные бассейны Востока России”) изданы в 2002 г., 2004 г. и 2009 г. [4, 5, 6].

Институтом морской геологии и геофизики опубликованы результаты многолетних исследований тектоники и углеводородного потенциала Охотского моря. Тихоокеанским институтом проводятся работы по оценке перспектив нефтегазоносности акваторий дальневосточных морей, выявлению и изучению скоплений газогидратов, потоков метана в Охотском море. Существенны наработки СВКНИИ (совместно с трестом “Дальморнефтегеофизика”) в оценке перспектив нефтегазоносности Примагаданского и Прикамчатского шельфов, осадочных структур сопредельного континента. Институтом тектоники и геофизики в 2004–2005 гг. составлены карты нефтегазогеологического и углегеологического районирования Юго-Востока России и Северо-Востока КНР, совместно с Институтом экономических исследований ДВО РАН оценен ресурсный энергетический потенциал Хабаровского края, составлена карта топливно-энергетических ресурсов Хабаровского края масштаба 1:5000000.

За последнее 20-летие появилось много новых геолого-геофизических материалов, особенно по шельфам дальневосточных морей.

С открытием крупных месторождений нефти и газа в бассейнах, сложенных преимущественно континентальными озерными осадками (Грин-Ривер, Бохайвань, Сунляо) изменились критерии оценки перспектив нефтегазоносности континентальных бассейнов, возросло внимание к малым рифтогенным нефтегазоносным и угленосным структурам.

Заключение

Очевидна необходимость решения многогранной проблемы: **закономерности строения и образования, типизация осадочных нефтегазоносных и угленосных бассейнов Восточно-Азиатской окраины, ее шельфа и континентального склона, оценка углеводородного и угольного потенциала региона, уровня его значимости в стратегии России развития единого топливно-энергетического комплекса стран Азиатско-Тихоокеанского региона (АТР).**

Просматриваются следующие задачи для ее решения:

- осуществить комплексный анализ материалов строения осадочных бассейнов региона и связанных с ними месторождений угля, нефти и газа;

- дать научно-обоснованное представление: о закономерностях размещения в них нефтегазоносных и угленосных формаций, месторождений угля, нефти и газа; количественных и качественных характеристик угля, нефти и газа, их металлоносности на благородные металлы и редкоземельные элементы.

- составить тектоническую карту (или карты) нефтегазоносных и угленосных бассейнов региона.

- произвести районирование бассейнов по параметрам: типы бассейнов; возраст их продуктивных формаций; качественные и количественные показатели углеводородных и угольных ресурсов (перспективы нефтегазоносности и угленосности); значимость и очередность их изучения и освоения (применительно к социально-экономической ситуации в субъектах федерации ДВФО, расположенных на территории исследуемого региона).

Решить столь грандиозную проблему под силу объединенному коллективу ученых научных и научно-производственных подразделений ДВО РАН, ОАО “Дальморнефтегеофизика”, МГУ, ВНИГРИ, Океангеология, треста “Дальвостуглеразведка”, ДВПИ, работающих в Дальневосточном регионе.

Целесообразна разработка Программы, объединяющей комплекс проектов по основным направлениям исследований проблемы:

а) нефтегазоносность и угленосность осадочных бассейнов континентальной части Востока России

б) нефтегазоносность и угленосность осадочных бассейнов акватории Востока России и сопряженных с ними островов и окраин континента

в) тектоника, глубинное строение, геодинамика, типизация нефтегазоносных и угленосных осадочных бассейнов Востока России.

г) нефтегазогеологическое и углегеологическое районирование осадочных бассейнов Востока России

д) металлоносность (сопутствующая) нефтегазоносных и угленосных комплексов осадочных бассейнов Востока России

е) числовое моделирование нефтегазоносных и угленосных структур на основе геоинформационной системы

ж) газогидраты осадочных бассейнов Северо-Востока России.

Литература

1. Атлас структурно-литологических карт кайнозойских осадочных бассейнов Востока СССР. Масштаб 1:7500000. Под ред. В.Г. Варнавского, Г.Л. Кирилловой. Коллектив авторов. Хабаровск: ПО "Дальэрогеодезия" ГУГК СССР, 1990. 66 с.
2. Литолого-петрофизические критерии нефтегазоносности / Авт. В.Г. Варнавский, Э.Г. Коблов, Р.Л. Буценко и др. М.: Наука, 1990. 270 с.
3. Природные ресурсы нефти и газа Хабаровского края. Состояние, проблемы, изучения и освоения / Авт. В.Г. Варнавский, Е.Н. Галичанин, В.Я. Беспалов и др. Владивосток: Дальнаука, 2001, 138 с.
4. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Серия «Осадочные бассейны Востока России». Авторы: В.Г. Варнавский, А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова и др. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
5. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Серия «Осадочные бассейны Востока России». Авторы: А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова, Л.С. Маргулис, Л.С. Чуйко, В.В. Куделькин, В.Г. Варнавский, В.Н. Гагаев. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
6. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Серия «Осадочные бассейны Востока России». Авторы: Г.Л. Кириллова, В.Г. Варнавский, Б.А. Натальин и др. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.

М. В. Горошко, Г. З. Гильманова

**ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕНОСНОСТИ РИФЕЙСКОЙ УЧУРО-МАЙСКОЙ
ВПАДИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Институт тектоники и геофизики им. А. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Мезо-неопротерозойские и раннепалеозойские отложения чехлов докембрийских платформ привлекают к себе большое внимание со стороны многих исследователей. Интерес к ним вызван, в первую очередь, их высоким минерагеническим потенциалом, обусловленным открытием в них крупных и уникальных месторождений урана, никеля, кобальта, меди, полиметаллов, нефти и газа.

В Лено-Тунгусском нефтегазоносном бассейне Сибирской платформы в рифейских, вендских и нижнекембрийских отложениях открыто более 30 крупных и крупнейших месторождений углеводородного сырья, причем осадочные отложения рифея рассматриваются как основная и богатейшая углеводород-генерирующая толща Сибирской платформы (Ю. А. Иванов, И. П. Мясников, 2000). Нами рассматриваются перспективы нефтеносности крупной внутриконтинентальной Учуро-Майской мезо-неопротерозойской впадины площадью около 200 000 км², расположенной в юго-восточной части Сибирской платформы в бассейнах рек Учур, Мая, Алдан и Амга на территории северных районов Хабаровского края и юго-востоке республики Саха (Якутия).. Высокие углеводород-генерирующие свойства рифея Учуро-Майской впадины, доказываются высоким содержанием в рифейских толщах рассеянного органического вещества, высокой степенью катагенеза и многочисленными нефтепроявлениями. С другой стороны, нефтеносность Учуро-Майской впадины изучена крайне низко. Несколько параметрических скважин расположено в ее северной части на территории Якутии. Одна скважина с проявлением нефти (Лахандинская) расположена в Аяно-Майском районе Хабаровского края.

Авторами собраны и проанализированы обширные опубликованные и фондовые материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, глубинному строению и нефтеносности территории впадины. Использованы разномасштабные аэрогеофизические и гравиметрические материалы, данные буровых работ, площадных и профильных геологических и геохимических исследований, материалы ВЭЗ и другие. Все это позволило выделить и охарактеризовать основные комплексы осадочных пород впадины, определить палеодинамические и палеоклиматические условия осадконакопления, выделить основные структурные элементы ее внутреннего строения и наметить перспективы их нефтеносности.

В составе платформенного чехла выделяются доплитные и плитные комплексы осадочных пород. Доплитные комплексы целиком сложены породами мезо-неопротерозоя. К плитным комплексам относятся образования верхнего неопротерозоя (эдикария)-силура и мезозоя [1].

На этой территории выделено шесть мезо-неопротерозойских доплитных комплексов пород: мезопротерозойские уянский, учурский, аимчанский и керпыльский и неопротерозойские лахандинский и уйский, разделенные между собой перерывами и несогласиями, знаменующими важнейшие этапы осадконакопления [1].

Уянский и учурский комплексы формировались в интервале 1650–1400 млн лет, аимчанский- в интервале 1320–1200 млн лет, керпыльский в интервале 1200–1000 млн

лет, лахандинский в интервале 1000–850 млн лет и уйский в интервале 730–665 млн лет [1, 8, 9].

Между породами учурской и аимчанской серий установлена тектоническая пластина докембрийских гнейсов мощностью свыше 200 м [1].

В конце уйского времени Юдомо Майский авлакоген претерпел инверсию, сопровождавшуюся незначительными пликативными деформациями [1]. Последние фиксируются в размывах и угловых несогласиях между криогенийским и плитным эдиакарий-кембрийским комплексами пород.

Эдиакарийские отложения (юдомская серия) мощностью до 280 м, с корой выветривания в основании, трансгрессивно перекрывают более древние толщи и отделены от кембрия внутриформационным размывом. Они обладают стабильным литологическим составом и сложены слабо битуминозными доломитами, пестроцветными песчаниками, известковистыми и кремнистыми доломитами, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, известняками, сургучно-красными кремнистыми породами. По данным М. А. Семихатова [9], рубидий-стронциевый возраст низов эдикерийских отложений 639 ± 20 млн лет, а возраст верхнеэдикерийских отложений в координатах Rb 207/204-Rb 206/204 равен 553 ± 23 млн лет.

Отложения нижнего-среднего кембрия отражают время максимальной трансгрессии в результате углубления юдомского моря. Они представлены известняками, доломитами, доломитистыми известняками, мергелями, битуминозными известковистыми доломитами максимальной мощностью до 630 м.

Эдикерийские и нижне-среднекембрийские шельфовые отложения по направлению к востоку переходят в глубоководные склоновые отложения верхнего кембрия (известняки, доломиты, кремнистые алевролиты, песчаники), которые вверх по разрезу вновь сменяются мелководными терригенно-карбонатными толщами ордовика и силура мощностью до 2100–2400 м.

Киммерийско-альпийский структурный комплекс представлен преимущественно юрскими угленосными отложениями, залегающими, с корами выветривания в основании, на различных горизонтах эдикерий-кембрийских отложений. На хребте Кет-Кап ограничено распространена бокурская позднеюрско-раннемеловая серия вулканогенно-осадочных отложений мощностью до 700 м, выполняющая остатки небольших (десятки км²) кальдер в пределах вулcano-плутонических полигенных структур [1].

В целом, мощность мезо-неопротерозойских отложений впадины закономерно увеличивается с юга на север и с запада на восток от 400–2500 м до 12000 м в Юдомо-Майском авлакогене.

По различным данным [1, 4, 7] породы мезо-неопротерозоя обладают очень незначительными углами падения. Общее спокойное залегание чехла нарушается лишь в отдельных участках, обычно в связи с разломами, а в междуречье Большого Аима и Учур-а – в связи с диапировыми интрузиями мезозойских гранитоидов.

Нефтегазоносность. Нефтепроявления выявлены в Амгинской скважине, пробуренной в антиклинальной структуре площадью 6 км² с пологими ($10^{\circ}10' - 30^{\circ}40'$) падениями крыльев. Нефтеносность в виде скоплений битума в порах пород, пленочных натеков вдоль трещин микрокливажа, участков с примазками полужидкой нефти и асфальта установлена в интервале глубин 573–619 м. Наличие нефти в трещинах

пород, секущих пласты почти перпендикулярно напластованию, свидетельствует о миграции нефти с глубины, предположительно с рифейских отложений.

В Лахандинской скважине на правом берегу р. Май с глубины 513 м был получен керн кавернозных доломитов, содержащих светложелтую нефть. Суммарная толщина битуминозной толщи, залегающей выше нефтепроявления, составляет 222 м [2, 6].

Многочисленные нефтебитумопроявления выявлены в мелких колонковых скважинах, а также в естественных обнажениях. Особенно значительное количество их встречено в бассейне р. Май выше устья р. Юдома на протяжении не менее сотни километров [2, 6]. Они широко развиты как по площади, так и по разрезу (от малгинской свиты мезопротерозоя до верхов среднего кембрия. Этот факт, очевидно, связан [6] с наличием в разрезе пород с высоким содержанием битуминозного органического вещества. К таковым относятся породы верхней части малгинской и иниканской свит, представленных известковистыми горючими сланцами. Содержание хлороформенного битуминоида в сланцах колеблется от 0.08 до 0.4 %. Крупные скопления нафтидов отмечены также в песчаниках кандыкской и лахандинской свит. Они пропитаны слабо окисленным битуминозным веществом. Содержание нафтида в них достигает 1.0–1.7%. Почти повсеместно встречается черное блестящее вещество типа асфальтита, выполняющее каверны и трещины в известняках и доломитах ципандинской, лахандинской, юдомской, пестроцветной и иниканской свит. Твердые битумы установлены при поисковых работах в породах гонамской и омахтинской свит мезопротерозоя в среднем течении р. Учур и в бассейне р. Мал. Тьркан.

Детальные геохимические исследования позволили установить также следы миграционных процессов нафтоидов в отложениях осадочного чехла впадины. Масштабы этих процессов весьма значительны. Изучение распределения битуминозных компонентов в породе и степени битуминозности органического вещества показало наличие аллохтонного битумоида в малгинской, чайской и усть-майской свитах. Явно аллохтонный характер имеют битуминозные вещества закированных песчаников.

Наиболее благоприятными коллекторскими свойствами обладают терригенные породы эннинской свиты, доломиты и известняки малгинской свиты, кавернозные доломиты ципандинской свиты, песчаники и алевролиты лахандинской серии и кандыкской свиты, битуминозные доломиты и известняки иниканской свиты.

Перспективность Алдано-Майской впадины на выявление месторождений нефти и газа по результатам проведенных исследований определяется следующими геологическими данными:

1. Палеонтологическими исследованиями установлено существование в докембрийских бассейнах обильного бактериально-водорослевого биоса [2] обусловившего формирование кислородной атмосферы и толщ карбонатных пород. Органическое вещество в огромных количествах захоронялось в осадках.

В Учуро-Майской впадине по данным Трофимука [6] осадочные отложения отлагались преимущественно в обширном мелководном, теплом, длительно (более млрд лет) существовавшем море. Такая среда благоприятна для пышного расцвета гидробиоса. Позднепротерозойский биос был представлен преимущественно микроводорослями, бактериями и грибами. Предполагается, что в карбонатных осадках при этом захоронялось органического вещества не меньше, чем в терригенных. Состав fossilized органического вещества был сапропелевым, с изначально

низким содержанием гуминовых кислот и высококонденсированных нерастворимых компонентов.

2. В процессе осадконакопления мощных толщ терригенных, карбонатных и известково-доломитовых пород мезо-неопротерозоя (3–7 и более км) и преимущественно известково-доломитовых эдиакария (0.25 км) и кембрия (2–2.5 км) они погружались на значительные (до 7–11 км) глубины, необходимые и достаточные для процессов созревания нефти и ее отделения от минеральных частиц.

3. Достаточно благоприятное сочетание коллекторских и изолирующих горизонтов позволяет предполагать наличие нефтяных резервуаров в разрезе мезо-неопротерозойских пород Учуро-Майской впадины [3]. Среди них могут предварительно выделяться пластовые, массивные и литологически ограниченные.

Таким образом, Учуро-Майская впадина характеризуется благоприятными региональными предпосылками нефтегазоносности. Перспективными структурами первой очереди, с точки зрения выявления месторождений, представляются Нижнемайское поднятие и Юдомо-Майский авлакоген.

Литература

1. Горошко М. В., Гурьянов В. А. Мезо-неопротерозойские комплексы чехла юго-востока Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники // Геотектоника. 2008. № 2. С. 80–96.
2. Илюхин Л. Н., Тараненко Е. М., Трофимук А. А. Нефтеносность докембрийских отложений юго-восточной части Сибирской платформы: Тезисы докл. Четвертой научной отчетной конференции геологического факультета МГУ (10–13 марта 1969г.). С. 130–132.
3. Илюхин Л. Н. Коллекторские горизонты Алдано-Майского, возможно нефтеносного, бассейна // Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. С. 87–91.
4. Карсаков Л. П., Гурьянов В. А., Горошко М. В. Стратиграфия нижних горизонтов Сибирского гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. № 1. С. 47–61.
5. Красный Л. И., Бутенко Б. П., Кириллова Г. Л. Алдано-Майская перспективная нефтегазоносная провинция // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1975. С. 15–30.
6. Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР (под редакцией академика А. А. Трофимука). М.: Недра, 1971. 183с.
7. Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
8. Семихатов М. А., Овчинников Г. В., Горохов Б. М. и др. Изотопный возраст границы верхнего и среднего рифея: Rb-Rb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 2. С. 216–221.
9. Семихатов М. А., Овчинникова Г. В., Горохов И. М., Кузнецов А. Б., Каурова О. К., Петров П. Ю. Rb-Rb изотопный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь). Докл. РАН. 2003. Т. 39, № 3. С. 83–87.

А.И. Гресов

**РОЛЬ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ МЕТАНОРЕСУРСНОЙ БАЗЫ
УГЛЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОКА РОССИИ**

*Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток*

Формирование углегазоносных бассейнов Востока России и их метаноресурсной базы происходило на двух тектоно-структурных основополагающих элементах Земной коры: Евро-Азиатской и Северо-Американской плитах. Основные метаноресурсные бассейны (Ленский, Южно-Якутский и др.), обладающие 93 % углеметанового потенциала, сформированы на территории Евро-Азиатской плиты и сконцентрированы в пределах площадей, примыкающих к коллизионным шовным зонам. Из 12.02 трлн м³ перспективного метаноресурсного потенциала углегазоносных бассейнов, 11.27 трлн м³ (табл.) приходится на Ленский и Южно-Якутский бассейны, расположенные в пределах Евро-Азиатской плиты, относящиеся к наиболее перспективным метаноресурсным объектам для широкомасштабной промышленной добычи метана на федеральном уровне (I группа). Остальные углегазоносные бассейны и месторождения относятся к I-II (Зырянский, Буреинский) и II группе перспективных объектов попутной и самостоятельной добычи метана на региональном уровне для местного энергогазоснабжения в настоящее время [1, с. 80].

Углегазоносные отложения Востока России приурочены к различным типам региональных структур, основными из которых являются: Сибирская платформа; Ханкайский, Буреинский, Колымский, Омолонский, Охотский, Анадырский, Чукотский срединные массивы; Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенные пояса. Среди геосинклинальных складчатых структур региона выделяются: Верхояно-Колымская, Сихотэ-Алинская, Чукотская, Становая, Приморская, Монголо-Охотская, Охотская, Хоккайдо-Сахалинская и Западно-Камчатско-Корякская геосинклинальные складчатые области. Основные структурные элементы контактируют между собой, как правило, по глубинным разломам [3]. Исследованиями установлено, что максимальными показателями метаноносности угольных пластов (до 20 м³/т и более), интенсивностью свободных газопроявлений и выбросов газа из геологоразведочных скважин (до 100 и более случаев) характеризуются площади бассейнов, расположенные в пределах тектонических систем глубинных разломов. К этим площадям приурочены основные ресурсы метана, перспективные для извлечения и промышленного использования [1].

В зависимости от стадии тектонического развития на территории Востока России выделяются три стадии развития земной коры: **геосинклинальная, орогенная и платформенная**. По характеру материнских палеоструктур выделено шесть типов бассейнов: наложенных приразломных и вулканно-тектонических впадин, наложенных впадин мезозойской области и орогенных прогибов, наложено-унаследованных рифтогенных и внутрискладчатых прогибов [4]. Максимальными метаноресурсными показателями характеризуются углегазоносные бассейны, сформированные в пределах наложено-унаследованных рифтогенных прогибов, приразломных впадин и орогенных прогибов (Зырянский, Южно-Якутский, Ленский и др.; ресурсы CH₄ – сотни млрд и трлн м³ с плотностью более 100 млн м³/км²); минимальными – наложенных вулканно-тектонических впадин вулканических поясов [1, 3].

Таблица. Распределение перспективных для извлечения ресурсов метана основных углегазонасных бассейнов Востока России, млрд м³.

Угольный бассейн	Ресурсы метана в угольных пластах по категориям				Ресурсы метана в залежах свободного газа по категориям				Всего CH ₄
	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁ +P ₂ +P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁ +P ₂ +P ₃	
Республика Саха (Якутия)									11665.5
Ленский*	2.0	-	10305.0	10532.0	-	-	3.0	-	10535.0
Южно-Якутский	9.8	166.3	553.7	729.8	-	1.1	5.1	6.2	736.0
Зырянский	1.2	49.5	340.6	391.3	-	-	3.2	3.2	394.5
Северо-Восток									79.1
Анадырский**	-	-	3.0	-	-	-	0.6	0.6	3.6
Беринговский	1.5	2.8	1.7	6.0	0.1	1.7	0.7	2.5	8.5
Омолонский	-	-	3.8	3.8	-	-	-	-	3.8
Чаун-Чукотский	-	-	13.5	13.5	-	-	-	-	13.5
Пареньский	-	-	24.6	24.6	-	-	-	-	24.6
Омсукчанский	-	8.7	0.9	9.6	-	-	-	-	9.6
Аркагалинский	-	-	3.8	3.8	-	-	0.2	0.2	4.0
Тайгоносский	-	-	11.5	11.5	-	-	-	-	11.5
Юг Дальнего Востока									277.4
Буреинский	33.7	83.6	25.7	143.0	-	-	-	-	143.0
Сахалинский	28.6	26.2	3.4	58.2	1.1	2.4	10.0	12.5	70.7
Бикинский	-	-	-	-	-	0.6	9.9	10.5	10.5
Партизанский	9.1	7.8	6.3	23.2	-	1.3	0.5	1.8	25.0
Угловский***	8.4	8.4	9.0	25.8	0.2	0.6	1.6	2.4	28.2
Восток России									12022.0

Примечание. * – по данным [2, 3], ** – [1]. *** – с к/у месторождениями Южно-Приморского района.

В процессе исследований установлено, что при прочих равных условиях на одних и тех же глубинах метаноносность угольных пластов в закрытых осевых частях антиклинальных перегибов и в примыкающих к ним зонах более высокая и достигает 16–26 м³/т. С этими зонами связано распределение большей части высокоперспективных ресурсов метана угольных пластов I категории. Максимальная метаноносность угольных пластов (12–22 м³/т) в синклинальных складках приурочена к их центральным зонам. В моноклиналях и крыльях складок, в которых пласты имеют выход под наносы, метаноносность угольных пластов пониженная и не превышает 16 м³/т.с.б.м. В мелких синклиналиях метаноносность угольных пластов также пониженная (8–12 м³/т). В асимметричных тектонических структурах в пологих крыльях метаноносность угольных пластов в 1.5 раза выше, чем в углях, залегающих в крутых крыльях. Малоамплитудные тектонические нарушения, оперяющие крупные разломы благоприятствуют формированию залежей свободного метана и повышенной метаноносности угольных пластов.

Формирование метаноресурсной базы угольных бассейнов Востока России характеризуется специфическими региональными особенностями. Территориальное, совместное залегание угленосных и нефтегазонасных отложений, цикличность их образования в единой геолого-тектонической структуре позволяет отнести большинство осадочных бассейнов Востока России по своей геолого-промышленной значимости к угле-нефтегазонасным (Ленский, Зырянский, Южно-Якутский, Анадырский, Беринговский, Сахалинский, Буреинский и др.); а угольные бассейны по угле-

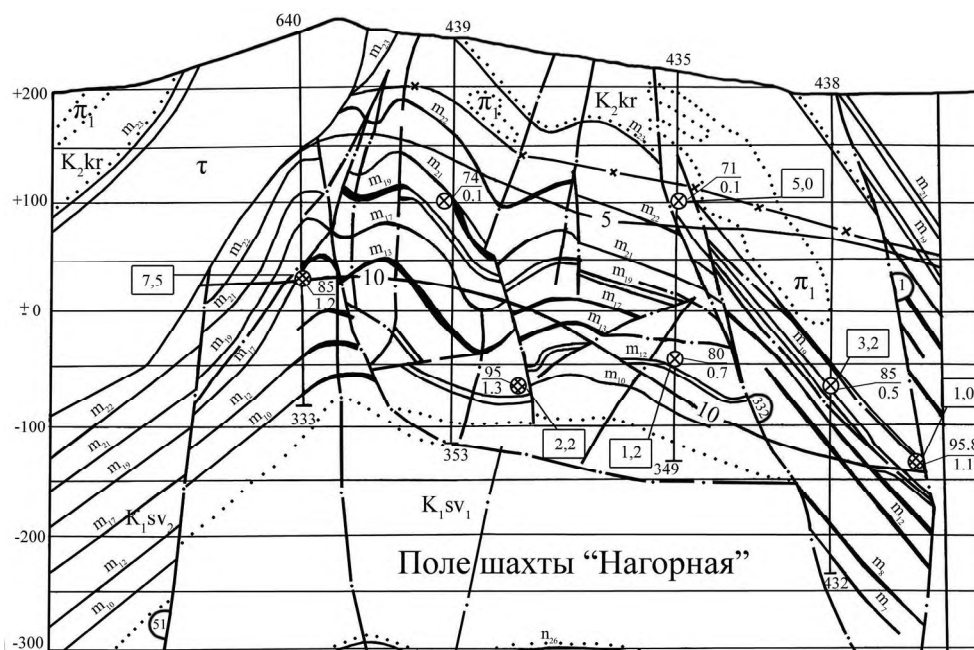


Рис. Структурно-тектоническая ловушка газа (геолого-газовый разрез IV-IV Партизанского бассейна): $\boxed{-5}$ – изогаса CH_4 , $\text{м}^3/\text{т}$; K_1sv_1 – угленосные отложения северосучанской свиты; K_1st_2 – угленосные отложения старосучанской свиты; τ – дацит; π_1 – кварцевый порфир; в квадрате – концентрации водорода; в кружках – свободные и внезапные газопроявления: в числителе содержание CH_4 в угольных пластах, %; в знаменателе дебит газа, $\text{м}^3/\text{мин}$. Масштаб 1:10 000.

газовым показателям (метаноносность угля до $36 \text{ м}^3/\text{т}$, ресурсы угля и метана – десятки-сотни млрд тонн и м^3 , см. табл.) – к углегазоносным [1].

Исследованиями установлено, что максимальными показателями перспективности добычи метана характеризуются бассейны с подстилающей структурой распределения нефтегазоносных отложений, являющимися не только генераторами метана и других углеводородов, но и источниками их поступления в угленосные толщи по зонам разломов и крупных тектонических нарушений, восполняющими ее потери CH_4 (вследствие процессов природной дегазации) и формирующими в полигенезисный (углеводородный) газовый состав угленосных отложений [1, 5, 6]. Тектоника углегазоносных бассейнов Востока России является доминирующим фактором формирования их современной метаноресурсной базы, ее промышленной значимости и перспектив освоения. Для углегазоносных бассейнов региона важнейшим фактором формирования перспективных ресурсов угольного метана являются процессы глубинной дегазации Земли, интенсивность которых значительно возрастает на сложно дислоцированных площадях с развитием глубинных разломов и опережающих их тектонических нарушений, создающих в фундаменте угленосных толщ сложные зоны мало амплитудной нарушенности (Угловский, Сахалинский и др. бассейны – до 500–1000 нарушений на 1 км^2) [1, 7].

Тектоника углегазоносных бассейнов Востока России является основным фактором формирования ресурсов метана в залежах свободного газа в различных текто-

нических ловушках газа. Одними из них являются структурно-тектонические ловушки, образованные антиклинальными изгибами резервуара (коллектора с крышкой слабо проницаемых пород или магматических образований); сводообразные поднятия, купола, выступы, брахиантиклинальные складки или ловушки, образующиеся в пределах антиклиналей, разорванных дизъюнктивами, когда по плоскости сместителя стыкуются пласт-коллектор и газонепроницаемый пласт (рис.).

В моноклиналях выявлены структурные ловушки, сформированные в условиях поперечных деформаций, резервуаров-коллекторов флексурного типа, ступеней, террас, структурных носов (Ленский, Сахалинский, Партизанский и др. бассейны). Тектонические ловушки дизъюнктивных зон, резервуарами которых служат массивы трещиноватых углей, вмещающих пород и дробленые породы разрывных нарушений, заключённые в слабопроницаемых толщах. Системы разрывных нарушений, формирующие коллектора и залежи свободного газа, как правило, поперечные и диагональные основному простиранию пород, в разрезе представлены клиновидными системами с острым углом по восстанию. Это основной вид ловушек газа углегазоносных бассейнов Востока России, с которыми связаны основные ресурсы метана в свободных залежах газа, свободные метанопоявления, суфляры, выбросы газа и газодинамические явления.

В зависимости от тектонических условий в угленосном массиве формируются участки различной газопроницаемости: от практически непроницаемых зон (0.01–0.1 мД) в условиях тектонического сжатия, до зон высокой проницаемости (5–1000 мД) – в зонах растяжения. Данное положение обуславливает применение разных технологий добычи угольного метана.

Таким образом, установлено, что тектоника играет важную роль не только в формировании метаноресурсной базы угольных бассейнов, но и обуславливает технологию извлечения метана из угольных пластов и свободных залежей газа. Установлено, что сложнодислоцированные бассейны представляют собой объекты, извлечение угольного сорбированного и свободного метана на которых технологически более трудоёмкое (экономически затратное). Тектоническое строение бассейна имеет важнейшее значение при геолого-промышленной оценке перспективности извлечения сорбированного и свободного метана.

Литература

1. Гресов А.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока и перспективы её промышленного освоения. Том I. Владивосток: Дальнаука, 2009. 247с.
2. Сторонский И.М., Хрюкин В.Т., Митронов Д.В., Швачко Е.В. Нетрадиционные ресурсы метана угленосных толщ // Рос. хим. ж. (Ж. Рос. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева), 2008, т. LII, № 6. С. 63–72.
3. Угольная база России. Т. VI. Под ред. В.Ф. Череповского. М.: Геоинформмарк, 2004. С. 419–453.
4. Фандюшкин Г.А., Гресов А.И. Тектоно-генетическая классификация угольных бассейнов Северо-Востока России // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 6. С. 51–56.
5. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность Северо-Восточной окраины Азии / Гл. ред. Ю.А. Косыгин. Масштаб 1:2 500 000. ИТиГ ДВО РАН, 1989.
6. Гресов А.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Зональность углегазообразования в угольных бассейнах Дальневосточного региона // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы: Материалы Всероссийской конференции. М.: ГЕОС, 2008. С. 125–128.
7. Гресов А.И. Воздействие глубинной дегазации на формирование углегазоносных бассейнов юга Дальнего Востока // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы: Материалы Всероссийской конференции. М.: ГЕОС, 2008. С. 122–125.

Е.В. Грецкая

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ОБЪЕКТЫ МАГАДАНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

ОАО "Дальморнефтегеофизика", г. Южно-Сахалинск

Шельф северной части Охотского моря в настоящее время рассматривается как перспективный для проведения специальных нефтегазопроисследовательских работ. В его пределах в соответствии с существующими схемами нефтегеологического районирования выделяется либо Северо-Охотская потенциально нефтегазоносная область [1], либо несколько осадочных бассейнов: Магаданский, Лисянского-Кашеварова и Шантарский. Несмотря на продолжительную историю изучения северо-охотский шельф покрыт неравномерной сетью сейсмических профилей, которая на отдельных участках не достигает плотности, необходимой для завершения региональной стадии изучения территории. Следует также отметить существенное различие качества сейсмического материала, полученного в разные годы, определяющего возможности решения геологических задач при интерпретации.

Наиболее изученным является Магаданский бассейн. В его пределах в период 1998–2008 гг. выполнены мультиклиентные и госбюджетные съемки с длинной косой (6000–7950 м) и кратностью 120–159, что обеспечило высокое качество сейсмической записи. Новые сейсмические данные позволили детализировать структуру осадочного чехла, проводить на новом уровне сейсмофациальный анализ и, соответственно, с большей степенью достоверности охарактеризовать распространение элементов нефтегазоносной системы. Для корреляции сейсмических горизонтов и обоснования вещественного состава отложений используется информация, полученная в результате изучения керна и шлама трех скважин, пробуренных в 80-е годы XX века.

В строении кайнозойского чехла бассейна выделены 4 структурно-стратиграфических комплекса, разделенных седиментационными региональными несогласиями, соответствующими началу нового трансгрессивного цикла. Северо-охотский комплекс (средний эоцен-нижний олигоцен), представлен преимущественно терригенными отложениями, слагает значительный объем осадочного чехла в бассейне. Комплекс имеет сложное внутренне строение, отвечающие разным этапам синрифтовой стадии развития бассейна (рис.). Накопление отложений нижнего подкомплекса (ниже горизонта 3b) происходило в континентальных, прибрежно-морских и морских обстановках. Средний подкомплекс (между горизонтами 3a и 3b) отвечает этапу погружения и расширения прогибов. В период раннеолигоценовой трансгрессии трансгрессии накапливались осадки верхнего подкомплекса (между горизонтами 3 и 3a). Максимальная толщина комплекса в депоцентрах прогибания Мотыклейского и Завьяловского прогибов достигает 5.5–6.0 км и уменьшается на склонах поднятий.

Одянский (верхний олигоцен-средний миоцен), магаданский (средний-верхний миоцен) и алевинский (верхний миоцен-квартер) комплексы представлены преимущественно кремнисто-терригенными отложениями, которые накапливались в мелководно-морских и морских относительно глубоководных условиях. Разнообразие литотипов в этой части разреза, определяется как соотношением терригенного и кремнистого материала, так и модификациями микроструктуры кремнезема, возникающими в процессе литогенеза. Максимальная мощность каждого комплекса (2.0–

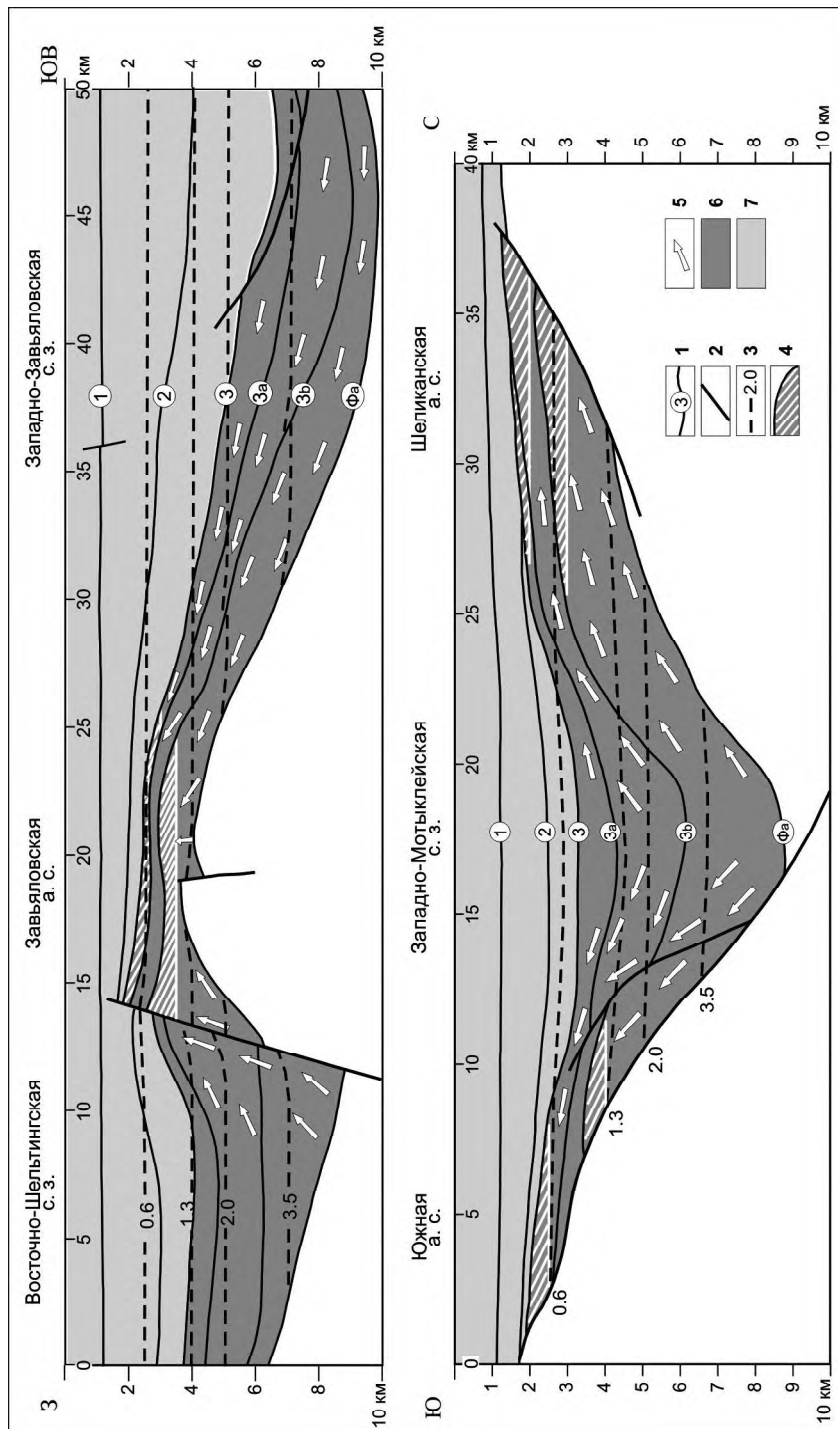


Рис. Соотношение структур и очагов генерации УВ.
 1 – сейсмический горизонт, 2 – разлом, 3 – изореспленда, % R_0 , 4 – контур структуры, 5 – направление миграции УВ, 6 – северо-охотский комплекс, 7 – одяско-алевинский комплекс.

2.8 км) установлена в мульдах Завьяловского прогиба. На борту прогиба Тинро происходит интенсивное накопление алевинского комплекса (2.6 км).

В данной работе рассмотрена возможная нефтегазоносность терригенного северо-охотского комплекса, как наиболее перспективного объекта бассейна. Сравнительный анализ критериев перспективности северо-охотского комплекса и более молодых частей разреза показал бесспорную значимость северо-охотской нефтегазоносной системы в обосновании нефтегазопоисковой привлекательности бассейна. Проблема нефтегазоносности глинисто-кремнистых отложений и выявления в них перспективных объектов в настоящее время весьма актуальна, но не имеет удовлетворительного для практики решения.

Нефтегазоносная (нефтяная) система включает важнейшие элементы (нефтематеринские породы, породы-коллекторы, флюидоупоры и перекрывающие породы) и процессы (генерация-миграция-аккумуляция и время формирования ловушек), обеспечивающие образование скоплений нефти и газа. Считается [1], что главный риск нефтегазопоисковых работ в бассейне определяет фактор резервуара. На основе данных сейсмофациального анализа показано распространение возможных нефтематеринских отложений, коллекторов и флюидоупоров. Палеофациальные исследования, выполненные Н.А. Петровской, позволяют предполагать наличие обстановок осадконакопления, благоприятных для формирования коллекторов. Так, в нижнем подкомплексе закартированы многочисленные седиментационные тела (конусы выноса, склоновые шлейфы), приуроченные к склонам крупных внутрибассейновых и межбассейновых поднятий. В таких отложениях прогнозируются массивно-пластовые и литологически ограниченные резервуары с хорошим коллектором (Завьяловская структура). Пластовые резервуары могли формироваться в гидродинамически активной зоне прибрежно-морской или мелководно-морской обстановки осадконакопления. Значительная по площади зона возможного развития коллекторов обрамляет борт Алевинского прогиба и Восточно-Завьяловской синклинали зоны. Пластовые резервуары также предполагаются в пределах многих поднятий (Магаданское, Антарское и др.). В верхнем подкомплексе склоновые седиментационные тела установлены в восточной части бассейна (Умарская, Сигланская, Антарская антиклинальные структуры) и на борту Чутковарско-Баланковского поднятия (Шеликанская, Дукчинская структуры). В целом, разрез северо-охотского комплекса большей части структур, закартированных в пределах бассейна, характеризуется высокой вероятностью наличия резервуаров, способных аккумулировать УВ.

Массовая генерация и эмиграция УВ происходит в очаге нефтегазообразования. Объем очага и его внутренняя структура изменяются во времени, отражая основные этапы развития бассейна. Определение пространственно-временных границ очага и его внутреннего строения необходимо для количественной оценки масштабов образования углеводородов и прогноза фазового состава флюидов прогнозируемых залежей. В очаг включаются отложения, как генерирующие УВ разного состава, так и полностью реализовавшие свой генерационный потенциал.

Основой для определения пространственно-временных границ очагов служит геолого-геофизическая модель бассейна и его тепловая история. Для характеристики очагов генерации УВ в разрезе бассейна определяется положение изореспленд, ограничивающих зоны генерации флюидов разного фазового состава. Так, в соответствии с общепринятыми представлениями, органическое вещество смешанного типа

генерирует нефть (главная зона нефтеобразования (ГЗН)) в интервале $0.6\text{--}1.3\%R_0$, жирный газ при условиях $1.3\text{--}2.0\%R_0$. Главная зона газообразования (ГЗГ) распространена от 2.0 до $3.5\%R_0$.

Исследуемая территория характеризуется интенсивным тепловым режимом, величина теплового потока составляет $50\text{--}80$ мВт/м² [2]. Прогибы Магаданского бассейна различаются геотемпературным режимом, который зависит от динамики их развития, мощности и состава отложений. В целом, в бассейнах Охотского моря, не испытавших инверсию в позднекайнозойское время, современные температуры являются максимальными за всю историю геологического развития.

Изменение степени катагенетической преобразованности ОБ с глубиной получено по результатам моделирования с учетом имеющейся информации по скважинам и тепловому режиму региона. Так, ГЗН располагается в диапазоне глубин от $2.2\text{--}2.7$ до $3.75\text{--}4.5$ км, а ГЗГ на глубине от $4.5\text{--}5.5$ км до $6.6\text{--}7.5$ км. Ниже в разрезе распространены отложения, полностью реализовавшие генерационный потенциал, но из которых осуществляется эмиграция газа (рис. 1). В результате проведенных построений выявлено, что в современной структуре очагов бассейна ГЗН охватывает в основном отложения верхнего и среднего подкомплексов, а ГЗГ – отложения всех подкомплексов. В прогибах, испытывающих устойчивое прогибание (Завьяловский, Тинро), значительный объем отложений северо-охотского комплекса полностью реализовал исходный генерационный потенциал. Объем осадочного выполнения очага, величина исходного потенциала пород и степень его реализации на разных этапах развития определяют его эмиграционный (загрузочный) потенциал. Загрузка структур УВ происходит за счет латеральной и вертикальной миграции. Эффективность миграционного процесса определяется количеством мигрирующих УВ и длиной миграционного пути. Соотношение структур и очага определяет тип загрузки: односторонняя или многосторонняя (рис.). По результатам моделирования в рамках выбранной литолого-геохимической модели восходящая миграция УВ в ловушки начинается после возникновения мощного очага генерации газа и усиливается по мере расширения в очаге области эмиграции газа. Таким образом, в структурах комплекса будут формироваться преимущественно газовые залежи. Появление первых скоплений УВ происходит в период накопления отложений магаданского комплекса (до 5.5 млн лет). В первую очередь заполняются структуры, сопряженные с глубокими обширными очагами (Завьяловский и Алевинский прогибы и прогиб Тинро). Загрузка большей части структур, выделенных в нижнем и верхнем подкомплексах, происходит на последнем этапе развития бассейна (алевинский этап) в течение последних двух-трех миллионов лет. Структуры верхнего подкомплекса могут заполняться также за счет перетока УВ из скоплений, возникших ранее в нижней части разреза. Анализ условий и времени заполнения структур Магаданского бассейна показал необходимость учета этих параметров при вероятностной оценке прогнозных ресурсов перспективных объектов.

Литература

1. Белонин М.Д., Маргулис Л.С. Нефтегазоносность и перспективы освоения углеводородных ресурсов России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2005. № 6. С. 16–26.
2. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.

А.Х. Ким

**ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОГО
ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА**

ОАО “Дальморнефтегеофизика”, г. Южно-Сахалинск

Западно-Камчатский осадочный бассейн (ОБ) является одной из структур Охотоморского региона, занимая значительную часть акватории и участок сопредельной суши Западной Камчатки. Он имеет вытянутую несколько изогнутую серповидную форму.

В строении бассейна, как и всей Западной Камчатки, выделяются два структурных этажа: нижний – мезозойско-ранекайнозойский фундамент и верхний – осадочный чехол, сложенный преимущественно эоцен-четвертичными осадочными отложениями. Они разделены между собой поверхностью углового несогласия.

Рельеф поверхности фундамента характеризуется значительными перепадами глубин. На поднятиях глубина поверхности составляет от нескольких десятков метров до 2 км, во впадинах – от 5 до 10 км. Нередко поднятия отделены от впадин системой крупных сбросов, образующих уступы высотой до 6 км.

Выходы фундамента на поверхность морского дна в пределах исследуемого района отмечаются на поднятиях: Морошкинском (район м. Хайрюзова), Утхолокском (м. Утхолокский, Южный), Омгонском (м. Омгон), Лесновско-Паланском (к северу от м. Кинкильский) и в районе м. Кахтанинский.

Верхний структурный этаж бассейна представлен кайнозойскими осадочными породами перекрывающими фундамент. Их пликвативная и дизъюнктивная дислоцированность значительно слабее, чем образований нижнего структурного этажа. Складки развиты главным образом вблизи разрывных нарушений, нередко имеющих докайнозойское заложение.

В строении осадочного чехла выделяют пять сейсмокомплексов (снизу вверх: E, D, C, B+A). Эти комплексы разделяются тремя сейсмогоризонтами (снизу вверх: 3, 2, 1), которые в пределах суши, соответствуют региональным стратиграфическим несогласиям.

Мощность чехла варьируется в различных пределах: от выхода фундамента на морское дно до 10 км во впадинах Воямпольского, Шелиховского и Пьягинско-Тайгоносского прогиба. Вещественный состав чехла изучен в многочисленных скважинах и стратотипических разрезах п-ова Камчатка и в скважинах Примаганданского шельфа.

Сейсмокомплекс E представлен континентальными, прибрежно-морскими и мелководно-морскими отложениями внутреннего шельфа, сложенными песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами и угленосными отложениями снатольской, ковачинской, аманинской и гакхинской свит. По данным сейсмофациального анализа формирование комплекса E в пределах исследуемого района происходило в различных обстановках осадконакопления, от прибрежно-морских (фаций внутреннего шельфа) до относительно глубоководных (фаций внешнего шельфа).

Накопление осадков происходило за счет размываемых осадочных, метаморфических и вулканических пород, слагающих фундамент Срединно-Камчатского мас-

сива, Охотского свода, Соболевского и Большерецкого поднятия, и с небольших поднятий в центральной части бассейна (Восточно-Эвенское, Омгонское, ОВРА, Утхолокское). Наблюдается отчетливая закономерность увеличения размера обломочного материала и уменьшения мощности подразделения при приближении к палеовыступам фундамента [7].

Широкий спектр обстановок седиментации рассматривается как благоприятный фактор формирования коллекторов порового типа.

Формирование отложений сейсмокомплекса D происходило в морских относительно глубоководных и мелководных условиях. В конце раннего – начале среднего миоцена Западно-Камчатский ОБ характеризуется накоплением песчано-глинистых и глинисто-песчаных отложений в мелководных условиях внутреннего шельфа, переходящих на внешнем шельфе в кремнисто-глинистые и кремнистые отложения.

На некоторых участках поднятий, в Воямпольском и Ичинском прогибах, отложения комплекса были частично размыты в более поздний период геологической истории, вследствие интенсивных вертикальных подвижек по системе взбросовых дислокаций.

Породы с коллекторскими свойствами возможны в зонах развития мелководных шельфовых фаций, в дельтовых и склоновых выносах.

Сейсмокомплекс С представлен терригенной толщей, миоценовых свит (какертская, этолонская и эрмановская). В Ичинском прогибе в относительно глубоководных условиях при незначительном влиянии терригенных источников сноса и высоком содержании биогенного кремнистого материала, происходило формирование кремнисто-глинистой толщи. В восточной части Западно-Камчатского бассейна для комплекса характерно широкое развитие песчаных фаций внутреннего шельфа. В юго-восточной его части, в Колпаковском прогибе, отражающие границы образуют клиноформы, отображающие дельтовую постройку, что позволяет предполагать о развитии песчаного материала, связанного с палеодельтой крупной водной артерии.

Хорошими коллекторскими свойствами могут обладать дельтовые и прибрежно-морские отложения верхнего миоцена, которые на суше Колпаковского прогиба содержат залежи углеводородов (УВ) [4].

Сейсмокомплекс В+А широко распространен на большей части ОБ и залегает на сейсмокомплексе С без видимого несогласия. На суше Колпаковского и Ичинского прогибах нижняя часть комплекса представлена энемтенской свитой, а верхняя часть комплекса – иткиской толщей. В Колпаковском прогибе в восточном направлении по латерали на отдельных участках отложения комплекса замещаются образованиями кчаевского вулканического комплекса, сложенного эффузивно-пирокластическими породами основного и среднего состава.

В целом, комплекс сложен грубообломочной толщей, представленной песчаниками, конгломератами, пепловыми туфами, галечниками, туфопесчаниками, псаммитовыми и псефитовыми туффитами.

На сейсморезах комплекс характеризуется параллельнослоистым расположением отражающих границ в Колпаковском прогибе, а также в районе южной периклинали Крутогоровской антиклинальной зоны. На Соболевском поднятии зарегистрированы серии косослоистых пачек отражающих границ, представляющих отложения палео-дельты позднеплиоценового водотока п-ова Камчатка. По всей видимости, они характеризуются высоким содержанием песчаного материала.

Характерной особенностью волновой картины комплекса является наличие в районе наиболее погруженных участков впадины ТИНРО акустически прозрачного слоя (мощность 100–300 м), располагающегося непосредственно у поверхности дна, и подстилающегося, так называемой, границей BSR (bottom simulation reflectors). Эта граница связывается с подошвой залежи газогидратов. Залежь газогидратов находится в зоне влияния Аманинского глубинного разлома субмеридионального простирания. В результате неотектонических подвижек по этому разлому, в относительно плотных газогидратах, образуется рельеф, представляющий собой чередование узких субмеридионально вытянутых гребней и впадин, образуя поверхность схожую с рельефом суши типа “bad land”.

В настоящее время промышленная нефтегазоносность в Западно-Камчатском НГБ выявлена только в наземной части Колпаковского прогиба. На территории прогиба открыто четыре небольших по запасам газоконденсатных месторождения УВ: Кшукское, Нижне-Квакчикское, Средне-Кунжикское и Северо-Колпаковское. Продуктивными в разрезах месторождений являются три интервала: среднеэоценовый (снатольская свита), олигоценовый (утхолокская свита) и средне-верхнемиоценовый (этолонская и эрмановская свиты). Основной тип коллекторов – поровый. Нефтегазопроизводящими являются терригенные, верхнемеловые и эоцен-олигоценовые породы, а также миоценовые кремнистые и кремнисто-глинистые породы [1].

В результате моделирования нефтегазоносных систем Западно-Камчатского ОБ, были получены модели динамики флюидного потока на разных этапах развития бассейна, миграции УВ во времени и пространстве. По данным моделирования, на современном этапе развития бассейна наибольшая интенсивность процессов миграции углеводородов отмечается в верхней части комплекса Е. Минимальные скорости движения УВ наблюдаются в нижней части этого комплекса.

Завершающим этапом моделирования являлась оценка насыщения порового пространства углеводородами в целях прогноза формирования возможных залежей. Результаты моделирования подтвердили возможность обнаружения скоплений УВ в Западно-Камчатском бассейне.

Применение методов численного моделирования позволило сделать оценку нефтегазоносного потенциала осадочного бассейна, установить время генерации УВ, время формирования ловушек. Результаты моделирования показали, что, начиная с раннего миоцена, в бассейне существовали все основные элементы нефтегазоносной системы, а процессы генерации и миграции УВ были достаточными для формирования залежей. Более поздние этапы тектонической активизации не вызвали значительного перераспределения уже сформированных скоплений УВ и способствовали формированию новых.

Нефтегазовый потенциал Западно-Камчатского региона (суша и шельф) оценивается в 3.7 млрд. т нефтяного эквивалента [6].

Проведенные исследования позволяют считать, что выявленные здесь зоны возможного нефтегазонакопления могут содержать нефть и газ.

Литература

1. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А. И., Югов И. В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
2. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т.5. Арктические и дальневосточные моря. Кн.2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление / Под ред. В.К. Ротмана. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 303 с.
3. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России-Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. М.: "ГЕОС", 1998.
4. Разведочный потенциал Западной Камчатки и сопредельного шельфа (нефть и газ) / Белонин М.Д., Григоренко Ю.Н., Маргулис Л.С., Андиева Т.А., Соболев В.С., Гома Л.М., Фрегатова Н.А., Воронков Ю.С., Пылина Л.М., Бражаев В.И., Жукова Л.И.- СПб.: Недра, 2003. 12 с.+вкладки.
5. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. /Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э., Кочергин Е.В., Патрикеев В.Н., Семакин В.П., Сеначин В.Н., Агеев В.Н., Васюк И.Б., Волгин П.Ф., Грецкая Е.В., Злобина Л.М., Жигулев В.В., Корнев О.С., Кочергин А. В., Куделькин В.В. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
6. Топливо-Энергетическая сырьевая база Дальневосточного экономического района России. Перспективы и пути освоения. Монография в 3-х частях. Атлас / Под ред. Орлова В.П., Белонина М.Д., Григоренко Ю.Н. Санкт-Петербург, ВНИГРИ, 1998. Ч. I. 44 с.; Ч. II. 93 с.; Ч. III. 241с; Атлас 97 с.
7. Эоцен Западной Камчатки / Ю.Б. Гладенков, В.Н. Синельникова, А.Е. Шанцер и др. Тр. ГИН. Вып. 467. М.: Наука, 1991. 184 с.

Г.Л. Кириллова

**ЦИКЛИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮРСКОЙ ОСАДОЧНОЙ СИСТЕМЫ
БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Повторяемость природных процессов обуславливает цикличность, ритмичность в строении осадочных толщ. Однако масштабы и длительность этих процессов различны. Стремление найти упорядоченность и общую ранжированность циклов привлекает внимание многих исследователей, однако, число рангов и их соответствие разным стратиграфическим подразделениям трактуется неоднозначно. В отечественной литературе В.Е. Хаин, ссылаясь на ряд исследователей, считает возможным выделение в земной коре 15 порядков циклов разной продолжительности.

Выявление закономерностей в повторяемости событий имеет большое научное и практическое значение. Многие полезные ископаемые занимают строго определенное место в системе цикличности, формируясь в определенной палеогеографической обстановке. На основе крупных циклов осуществляется корреляция тектонических фаз, эпох магматизма, проводится тектоническое районирование.

В проблеме цикличности много дискуссионных вопросов из-за сложности и многообразия природных процессов. Так при одноактных катастрофических процессах (например, цунами) может в очень короткий срок накопиться не только слой и пачка, но и толща большой мощности. Существуют разногласия в оценке начала и завершения циклов. Одна группа исследователей границу между циклами проводит по времени проявления максимума трансгрессии, другая – по времени разделяющих их регрессий (по подошве трансгрессивной пачки). Второй вариант представляется предпочтительным, поскольку границы перерывов выражены более четко.

Ограниченные несогласиями осадочные комплексы впервые описал в 1994 г. Л. Слосс под названием секвенс. Но наиболее широкое применение секвенсы получили в 60–80 гг. прошлого столетия в период разворота сейсморазведочных работ на шельфах с целью поисков углеводородов [3, 5, 6, 8, 9]. Обособились специальные дисциплины: сейсмостратиграфия и секвенсстратиграфия. Последняя обогатилась данными наземных биостратиграфических, седиментологических (фациальных) наблюдений. В рамках секвенсстратиграфии цикличность рассматривается как функция взаимодействия между тектоникой, эвстатикой, объемом поступающих осадков и обстановкой седиментации. В наиболее хорошо и всесторонне изученных осадочных бассейнах Европы предложена иерархия из пяти типов циклов [5]. Циклы первого порядка длительностью около 250 млн лет образуются в процессе распада континентов. К циклам второго порядка длительностью более 30 млн л относятся главные трансгрессивно-регрессивные циклы, отражающие долговременные перемещения береговой линии. К циклам третьего порядка (3–30 млн лет) отнесены трансгрессивно-регрессивные фациальные циклы, формирующиеся при тектоно-эвстатическом контроле и включают четыре типа осадочных последовательностей: заполнение (infilling), проградация (forestepping), наращивание (aggradation) и ретроградация (back-stepping). К циклам четвертого порядка относятся секвенсы (0.5–3 млн лет), а пятого – парасеквенсы (< 0.5 млн лет), соответствующие, видимо, климатическим циклам Миланковича.

Этот подход является мощным инструментом, особенно в слабо изученных районах. Понимание природы и распределения секвенсов важно для предсказания в новых районах потенциального распределения проградационных последовательностей, содержащих главные резервуары, и ретроградационных с главными толщами нефтематеринских пород. Поверхность между трансгрессивной и регрессивной фазами маркируется главной поверхностью подошвенного прилегания (downlap), которая представляет фазу эвстатического подъема уровня моря и период некомпенсированной седиментации. Эти геологические условия, комбинируясь с апвеллингом и аноксией, являются весьма благоприятными для формирования нефтематеринских пород. Примеры известны на шельфе Анголы, Венесуэлы, в Северном море [5].

Концепция цикличности седиментации оказалась одной из самых плодотворных в «осадочной» геологии, т. к. позволила геологам увидеть порядок, закономерности в кажущемся хаосе и описать в сжатом виде мощные толщи сложно переслаивающихся осадочных пород.

На юго-востоке России классическим полигоном для изучения мезозойских секвенстратиграфических единиц разного ранга является Буреинский бассейн, формировавшийся в позднем триасе-мелу на пассивной континентальной окраине, обрамлявшей Буреинский палеоконтинент. Этот бассейн издавна привлекал биостратиграфов, литологов, угольщиков [2, 4 и др.], которые пытались с использованием тех или иных методов описать закономерности его строения, в том числе и цикличности.

В последние годы закончено среднемасштабное геологическое картографирование восточного края Буреинского бассейна, составлены карты нового поколения. Стратиграфическая последовательность мезозойских отложений детализирована и обоснована находками фауны, уточнен петрографический состав пород. Это послужило хорошей основой для литолого-фациальных исследований и последующих палеогеографических реконструкций. Кроме того предприняты первые попытки секвенстратиграфического расчленения меловой последовательности [1]. Все это создало предпосылки к более детальному анализу цикличности на секвенстратиграфической основе, в том числе и для позднего триаса-юры.

Проблема корреляции во времени параметров геомагнитного поля, тектонических циклов, эпох сжатия и растяжения, эвстатических колебаний уровня океана, фаз вулканизма привлекает исследователей со времен Г. Штилле и особенно в последние десятилетия [6, 7 и др.].

Восточно-Азиатская континентальная окраина в мезозое формировалась под влиянием глобальных, субглобальных (тихоокеанских) и региональных процессов, которыми и обусловлена цикличность разного ранга.

Изученные в Буреинском бассейне поздне триасово-юрская стратиграфическая последовательность, несогласия позволили создать секвенстратиграфическую модель (рис.) и сопоставить её с соответствующими геологическими событиями разного ранга (тектоническими, эвстатическими, вулканическими, этапами смены биоты).

Рассматриваемая секвенстратиграфическая последовательность относится к концу индосинийского и яншанскому циклам второго порядка по азиатской шкале [7] или киммерийскому по европейской [5]. Яншанский цикл подразделяется на ранне-, средне- и позднеяншанские субциклы [7], которые следует считать циклами 3 порядка. В ранне- и среднеяншанском циклах выделяется два эпизода активизации,

которые маркируются несогласиями. Первый эпизод имел место 180 млн л назад, второй – растянут во времени от 170 до 150 млн лет [7]. Внутри среднеяшанского цикла на Российском Дальнем Востоке произошло и ещё одно крупное орогеническое событие – коллизия Сибирского и Сино-Корейского кратонов, которая началась на западе в Забайкалье в конце триаса, а закончилась в Приохотье в средней юре. Этим событием завершилась амальгамация террейнов, блоков в единый Азиатский кратон, и прежняя доминирующая субширотная (тетическая) ориентация структур сменилась на субмеридиональную тихоокеанскую.

Таким образом, учитывая время проявления глобальных событий на востоке Азии, в юрской последовательности выделяется два полных, и два неполных мегасеквенсы, которые подразделяются на секвенсы.

Секвенсы тоже циклично построены по вертикали и испытывают закономерную фациальную изменчивость как вдоль, так и поперек бассейна.

Литература

1. Кириллова Г.Л. Принципы секвенстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных комплексов юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск, 2001. С. 62–72.
2. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.
3. Сейсмическая стратиграфия – использование при поисках и разведке нефти и газа / Ч. Пейтон (ред.) Шериф Р.Е., Грегори А.П., Вейл П.Р., Митчем Р.М. и др. В 2-х частях. М.: Мир, 1982. 839 с.
4. Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 68 с.
5. Graciansky P.Ch. et al. (eds.) Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins // Spec. Publ. N 60. Tulsa, Oklahoma, USA, 1998.
6. Haq B., Hardenbol J., Vail P. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes // Sea-level changes: an integrated approach. Spec. Publ. 1988. N 42. P. 71–108.
7. Ren Jishun et al. The tectonics of China from a global view – a guide to the Tectonic map of China and adjacent regions // Geol. Publ. House, Beijing, 1999. 32 p.
8. Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part I: Seismic stratigraphy interpretation procedure // Atlas of Seismic Stratigraphy (ed. Bally A.W.), V. 1, AAPG studies in geology. 1987. N 27. P. 1–10.
9. Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies // Spec. Publ. Tulsa, 1991. 55 p.
10. Wang X. Some fundamental problems in outcrop sequence stratigraphy // Science in China (Series D). 1999. V. 42, N 6. P. 636–645.

В.Л. Коломиец

**МОРФОТЕКТОНИКА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА И ВЛИЯНИЕ УРОВНЯ ВОД
БАЙКАЛА НА ФОРМИРОВАНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ВЕРХНЕАНГАРСКОЙ ВПАДИНЫ**

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Верхнеангарская впадина является отрицательной морфоструктурой четвертого порядка в зоне разворота структур Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с субмеридионального простирания на северо-восточное. Днище впадины представляет собой озерно-аллювиальную равнину и делится на две составляющие. Пониженный, равнинный юго-западный фрагмент занят поймой рр. Верхняя Ангара и Котера. Возвышенно-увалистая северо-восточная часть террасирована (7 аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных уровней), сложена мощными, преимущественно песчаными толщами плейстоценового возраста с однообразными внешними признаками: сходной цветовой гаммой, литологическим составом и текстурными качествами [9].

VII террасовый уровень эоплейстоцен-нижнечетвертичного возраста высотой 110–140 м представлен алевритово-тонкозернистыми песками (средневзвешенный размер частиц, $x = 0.04–0.08$ мм). Коэффициент сортировки ($\sigma < 0.1$) и нормированная энтропия ($H_r = 0.1–0.4$) характеризуют осадки как хорошо сортированные. Коэффициент асимметрии $S_k > 1$ со сдвинутой модой в сторону мелких частиц оценивает энергетические уровни сил среды седиментации как незначительные. Эксесс τ резко положителен, свидетельствует о стабильной динамике вещества на протяжении всего периода осадконакопления, значительном превышении скорости обработки поступающего материала над привносом и относительно спокойном тектоническом режиме. Значения коэффициента вариации n принадлежат полю 0.4–2.0, что подтверждает аквальный генезис отложений.

Накопление осадков совершалось в неглубоких (до 2.5–3 м) озерных проточных водоемах. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера наносы, характеризовались равнинным (число Фруда, $Fr < 0.1$) типом естественных русел в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости, $n > 40$). Динамика потоков имела субламинарный режим осаждения ($x < 0.1$). По критерию устойчивости русел (< 100 единиц) они относятся к слабоподвижным. Высокий суммарный процент алевритов (80–90 %) указывает на отложение осадков в прибрежной полосе акватории озерных водоемов (береговые и прибрежные фации).

Палеопотамологические реконструкции на этот временной срез хорошо согласуются с выводами о том, что к концу плиоцена отрицательная морфоструктура на месте нынешней Верхнеангарской впадины была выражена почти в современном виде [1]. Рельеф, окружавший впадину, не был глубоко расчлененным, так как палеопотокам свойственен равнинный тип русел. Озеро, занимавшее впадину, имело прямую генетическую связь с Байкалом, свидетельством чему является обнаружение в осадках скелетных игл байкальских губок *Lubomirskia baikalensis* Pall., *L. fusifera* Dyb., *L. abietina* Swarcz. семейства *Lubomirskiidae*, характерных лишь для вод Байкала и открытых частей его заливов [2].

Отложения VI террасового уровня ранне-среднечетвертичного возраста (55–80 м) – от алевритово-тонкозернистых ($x = 0.05–0.06$) до среднезернистых песков

($x = 0.48$) с общим преобладанием мелкозернистых ($x = 0.15-0.25$) разностей. По $\sigma = 0.1-0.4$ и $H_r = 0.3-0.8$ осадки умеренно и плохо сортированы, асимметричны ($S_k < 1$) со сдвинутой модой в сторону крупных частиц, эксцесс резко положителен, коэффициент вариации ($v=0.5-1.7$) свидетельствует о водном характере бассейна седиментации (горизонтальная, косая, косо-веерная слоистость). Динамика потока имела переходный между турбулентным и ламинарным режимом тип осаждения ($0.1 < x < 1.0$). По палеопотамологическим данным глубины таких палеобассейнов не превышали 2.5–03 м. Слабоподвижные ($\varphi < 100$ ед.) водотоки характеризовались равнинным, реже полугорным ($Fr = 0.1-0.3$) типами постоянных, хорошо разработанных русел с площадью водосбора > 100 км², в благоприятных условиях состояния ложа ($n > 40$). В фациальном отношении осадки VI террасы имеют двоякую природу: горизонтально-слоистые разности отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных проточных озерных водоемов со слабым волнением и придонным течением (береговые, прибрежные фации лимнической макрофации), а пески с косой слоистостью – блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды (русло-вые и пойменные фации речной макрофации).

В строении V уровня первой половины среднечетвертичного возраста (45 м) участвуют субгоризонтально-, косо- и веернослоистые мелко-тонкозернистые ($x = 0.1$) и средне-мелкозернистые ($x = 0.1-0.2$) пески хорошей и умеренной сортировки ($\sigma = 0.1-0.2$; $H_r = 0.2-0.4$), асимметричные со сдвинутой модой в сторону крупных частиц ($S_k < 1$), имеющие резко положительный эксцесс и значения коэффициента вариации 0.3-1.0, соответствующие области осадков комплексного озерно-аллювиального и аллювиального генезиса. Аккумуляция совершалась в неглубоких мелководных (до 2.5–3 м) озерных проточных водоемах. Слабоподвижные ($\varphi < 100$) русла равнинного типа с площадью водосбора > 100 км² этих водотоков находились в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды ($n > 40$). По фациальной природе осадки принадлежат речной и лимнической макрофациям. Существование озерных водоемов в нижне-среднечетвертичное время в Верхнеангарской депрессии подтверждается находками остатков спонгиофауны. Здесь, помимо любомирскидов, появляются губки-бодяги *Spongilla lacustris* L., *S. fragilis* Leidy, *Ephydatia fluviatilis* L. речного семейства Spongillidae, что позволяет утверждать о седиментации в обстановке залива, связанного с Байкалом, типа современных мелководных соров, где в настоящее время обитают оба семейства [2].

IV террасовый уровень второй половины среднего неоплейстоцена (25 м) имеет пестрый литологический состав – от мелкозернистых песков ($x = 0.1-0.2$) до мелких галек ($x = 21.6$) с преобладанием средне-мелкозернистых песков ($x = 0.15-0.25$). Текстура – горизонтальная, косая, перекрестная. Пески характеризуются умеренно-плохой сортировкой ($\sigma = 0.1-0.5$; $H_r = 0.4-0.7$), гравийно-галечные осадки несортированы ($\sigma = 9.2-17.9$; $H_r = 0.8/00.9$). Наблюдается асимметрия распределений ($S_k < 1$), эксцесс резко положителен. Помимо палеорек, схожими с водными системами нижнего – среднего неоплейстоцена, здесь имели место горные потоки с развитыми аллювиальными грядовыми формами ($Fr = 0.4-0.5$) и извилистыми каменистыми руслами с беспокойным течением ($n = 20-21$), динамика которых характеризовалась ярко выраженным турбулентным режимом осаждения (аллювиальные русловые грядовые и в меньшей степени пойменные фации).

Поздненеоплейстоценовая III надпойменная терраса (14–17 м) сложена горизонтально- и волнисто-слоистыми средне-мелкозернистыми песками ($x = 0.16-0.2$)

хорошей и умеренной сортировки ($\sigma = 0.05-0.2$; $H_T = 0.2-0.6$), модальной асимметрией ($S_k < 1$). Энергетизм живых сил седиментации при их накоплении был относительно высоким, а тектонические условия стабильными ($t > 0$). Коэффициент вариации определяет смешанное и флювиальное происхождение данных наносов ($n = 0.5-1.86$). В палеогидрологическом режиме не наблюдается каких-то резких отличий от подобных ситуаций осадконакопления, свойственных IV-V террасам.

Осадки позднечетвертичной II (10–12) и голоценовой I (4–5 м) надпойменных террас – хорошо сортированные горизонтально- и косослоистые мелко-среднезернистые пески с существенной примесью гравийно-галечно-валунных включений (руслотные и пойменные фации). Седиментация осуществлялась стационарными слабо-мобильными – мобильными извилистыми потоками полугорного и горного грядового типов в обычных условиях состояния ложа, турбулентным и переходным режимами осаждения, переносом в виде сальтации и донного волочения. По гидродинамическим показателям подобные потоки близки к параметрам сегодняшних основных рек впадины – Верхней Ангары, Котеры, Янчуя, Чуро, Гонкули.

В некоторых образцах песков из позднечетвертичных террас обнаружены спикулы *Lubomirskiidae* в угнетенном состоянии [2]. Несмотря на общее преобладание в разрезах речных осадков, в Верхнеангарской впадине все еще сохранялись реликты более древнего водоема, существовавшего изолированно от реки и генетически связанного с Байкалом. Ввиду сокращения озер, экологические условия проживания не благоприятствовали любомирскидам, и они постепенно замещались губками семейства *Spongillidae*, доминирующими уже в голоцене.

Что же послужило основой столь длительного аквального образования осадков в Верхнеангарской впадине во временном диапазоне от эоплейстоцена до конца среднего неоплейстоцена? Обратимся к позднекайнозойской истории Прибайкалья – могли ли известные нам события привести к возникновению особых условий осадконакопления в БРЗ, следы которых отчетливо фиксируются наличием мощных песчаных толщ высокого террасового комплекса. В первую очередь обращают на себя внимание процессы тектогенеза. Работами [5, 6, 8] установлено, что, в четвертичное время территория БРЗ испытала 4 фазы тектонической активизации.

Первая фаза проявилась не только на территории БРЗ, но и во всей Центральной Азии около 1.2 млн лет назад [6]. Она сопровождалась быстрым подъемом западного борта Байкальской впадины, прекращением ленского стока Байкала через р. Праманзурку и, как следствие, – ингрессионным повышением уровня его вод и формированием осадочных толщ на восточном побережье [5]. Эта фаза (приморская по [5]) рассматривается нами как раннеприморская. По результатам спорово-пыльцевых анализов и радиотермомлюминесцентного датирования из других отрицательных морфоструктур, в частности Налимовской впадины (1 ± 0.09 млн лет) самый высокий, VII террасовый уровень близок по времени образования периоду первой тектонической фазы [3]. Лимнические и комплексные лимно-аллювиальные обстановки седиментогенеза при накоплении отложений VII уровня соответствуют первой ингрессии вод Байкала в межгорные впадины байкальского направления стока.

Тектоническое и вулканическое оживление территории второй фазы произошло 800–600 тыс. лет назад. Фаза (названная позднеприморской) выражена интенсивным воздыманием западного плеча Байкальского рифта [5] и Еловского отрога в Тункинской рифтовой долине [6]. Она способствовала новому подъему уровня оз. Байкал, после-

дующей второй ингрессии и аккумуляции, по мнению Н.А. Логачева [4], «теплых» досамаровских песчаных горизонтов Забайкалья и Прибайкалья. Свидетельства ее, по нашим исследованиям, представлены VI террасовым уровнем. Спорово-пыльцевые спектры из его осадков свидетельствуют о существовании в это время умеренно-теплых и влажных климатических условий.

Тектоническая активизация 600–400 тыс. лет назад (третья фаза, названная хубсугульской) обозначила структурную перестройку территории, сопровождавшуюся прекращением вулканизма в центральной части БРЗ (на Витимском плоскогорье и в бассейне р. Джиды) и выражена стратиграфическим несогласием в осадочной толще впадины оз. Хубсугул [6, 8]. Очевидно, что столь значимое тектоническое событие не могло не отразиться на характере развития других впадин рифта и привело к третьей ингрессии байкальских вод, высота которой достигала ста метров выше современного [7]. В рельефе днища Верхнеангарской впадины она привела к образованию V террасового уровня комплексного озерно-речного генезиса.

Последняя, четвертая (туйская [5]) фаза тектонической активизации имела место 150–100 тыс. лет назад и ознаменовала переход к ангарскому стоку вод оз. Байкал. Эта фаза обусловила четвертое внедрение байкальских вод во впадины, открытые к Байкалу, возникновение и удержание в них неглубоких озеровидных бассейнов, в которых и был сформирован IV террасовый уровень.

Происхождение низкого террасового комплекса (III-I террасы) впадины установлено как аллювиальное. Оно характеризовалось преобладанием речных условий седиментации – в разрезах преобладают русловые и перекрывающие их пойменные фации перстративной фазы аккумуляции, примерно равные нормальным мощностям аллювия. Но, в строении надпойменных террас присутствуют толщи озерного генезиса. Одной из возможных причин их появления могли быть кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей ингрессией, не исключено, и внешнего, климатического характера, что указывает на одни и те же региональные неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза.

Литература

1. Базаров Д.-Д.Б., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц. и др. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья. М.: Наука, 1981. 198 с.
2. Думитрашко Н.В., Мартинсон Г.Г. Результаты изучения спонгиофауны террас Прибайкалья // Известия АН СССР. Серия геологическая. Вып. 5. 1940. С. 98–106.
3. Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Неоплейстоценовые отложения Налимовской впадины Юго-Восточного Прибайкалья и их палеогеографическая характеристика // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. С. 167–170.
4. Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
5. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео», 2001. 252 с.
6. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, СО. 2000. 288 с.
7. Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
8. Федотов А.П. Структура и вещественный состав осадочного чехла Хубсугульской впадины как летопись тектоно-климатической эволюции Северной Монголии в позднем кайнозое: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Казань, 2007. 42 с.
9. Kolomiets V.L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermountain basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International. 2008. V. 179. P. 58–63.

Е.В. Коровицкая, А.И. Гресов

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАНОНОСНОСТЬ
УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ ПРИМОРЬЯ**

*Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток*

Своеобразие геолого-структурного строения угольных бассейнов и месторождений Приморья характеризуется не только наличием отложений практически всех систем стратиграфической шкалы, но и широким распространением магматических и вулканических образований различного возраста и состава. Тектоно-структурные особенности региона характеризуются, в основном, развитием мезо-кайнозойского этапа тектогенеза с формированием ярко выраженных сколовых систем разломов северо-восточного направления и зарождением зон отрыва северо-западного простирания, отличающихся от первых меньшей контрастностью и широким развитием, главным образом, верхнемелового и палеоген-неогенового вулканизма. Эти два основных этапа развития разрывных дислокаций определили тектоно-структурное строение нижнемеловых каменноугольных бассейнов и месторождений (Партизанский, Раздольненский, Подгородненское, Суражевское и др.) и определили заложение в палеогене вдоль них угленосных впадин Угловского, Ханкайского и Бикино-Уссурийского бурогоугольных бассейнов (рис. 1, 2).

Верхнетриасовый осадочный угленосный комплекс (Монгугайское, Синегорское месторождения) имеет ограниченное распространение в пределах Южно-Приморского угленосного района (рис. 2).

Максимальной метаноносностью пластов каменного угля (до 20–24 м³/т) и интенсивным развитием свободных и внезапных метанопроявлений, выбросов угля и газа (более 200 случаев) характеризуется Партизанский бассейн, расположенный в Центрально-Сихотэ-Алинской мезозойской геосинклинальной складчатой зоне; минимальной (менее 5 м³/т) – Раздольненский бассейн в пределах Ханкайского срединного массива. Промежуточное положение занимают месторождения Южно-Приморского угленосного района верхнетриасового (Монгугайское, Синегорское) и нижнемелового (Суражевское, Подгородненское) возрастов (12–18 м³/т), сформированные в пределах унаследованных и наложенных впадин [2, 3].

В процессе исследований установлено, что в Партизанском бассейне при прочих равных геологических условиях на одних и тех же глубинах метаноносность угольных пластов в закрытых осевых частях антиклинальных перегибов и в примыкающих к ним зонам более высокая и достигает 20–24 м³/т. Максимальная метаноносность угольных пластов (16–20 м³/т) в синклинальных складках приурочена к их центральным зонам. В моноклиналях и крыльях складок, в которых пласты имеют выход под наносы, метаноносность угольных пластов относительно пониженная и не превышает 12–18 м³/т. В мелких синклиналях метаноносность угольных пластов также характеризуется пониженными значениями (10–14 м³/т).

В асимметричных тектонических структурах в пологих крыльях метаноносность угольных пластов в 1.5 раза выше, чем в углях, залегающих в крутых крыльях. Малоамплитудные тектонические нарушения, оперяющие крупные разломы благоприят-

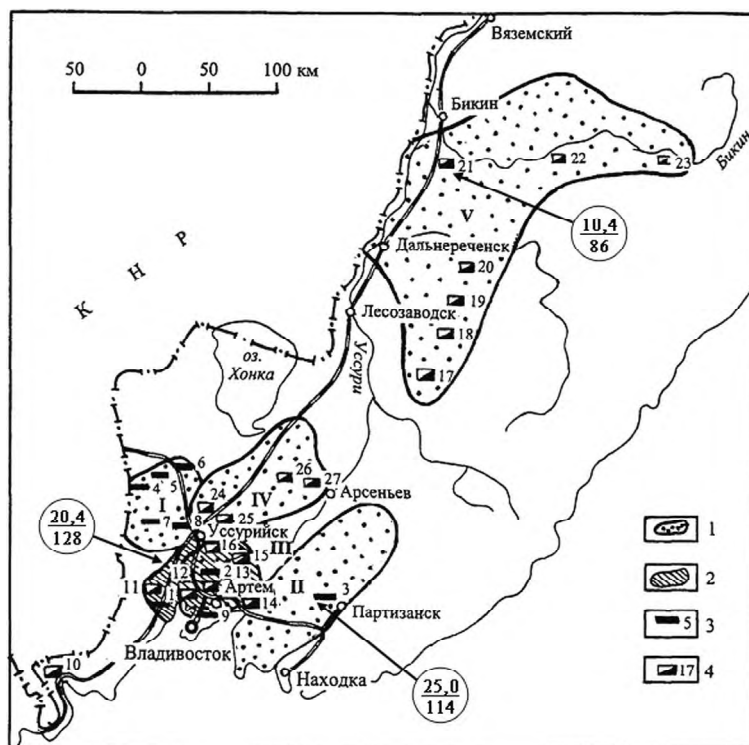


Рис. 1. Схема расположения угольных бассейнов, месторождений и угленосных районов Приморья [1]. **1** – угольные бассейны: I – Раздольненский, II – Партизанский, III – Угловский, IV – Ханкайский, V – Бикино-Уссурийский; **2** – Южно-Приморский угленосный район; **3, 4** – основные месторождения (справа – порядковый номер по списку): **3** – каменноугольные, **4** – буроугольные. **Месторождения:** 1 – Монгугайское, 2 – Синегорское, 3 – основная промышленная площадь Партизанского бассейна, 4 – Константиновское, 5 – Ильичевское, 6 – Липовецкое, 7 – Алексее-Никольское, 8 – Уссурийское, 9 – Подгородненское, 10 – Хасанское, 11 – Нежинское, 12 – Тавричанское, 13 – Артемовское, 14 – Шкотовское, 15 – Бонивуровское, 16 – Глуховское, 17 – Крыловское, 18 – Малиновское, 19 – Ореховское, 20 – Белогорское, 21 – Бикинское, 22 – Средне-Бикинское, 23 – Верхне-Бикинское, 24 – Павловское, 25 – Раковское, 26 – Реттиховское, 27 – Чернышевское. В кружках: в числителе перспективные для извлечения ресурсы метана, млрд. м³; в знаменателе – плотность распределения ресурсов метана, млн. м³/ км².

ствуют формированию залежей свободного метана и повышенной метаноносности угольных пластов [3, 4].

Максимальные значения метаноносности буроугольных пластов (до 10–14 м³/т) были установлены на Тавричанском и Артемовском месторождениях Угловского бассейна; минимальные (до 1–3 м³/т) – на месторождениях Ханкайского бассейна. Промежуточное положение занимают Хасанское, Шкотовское месторождения и также Бикино-Уссурийский бассейн. Исследованиями установлено, что максимальными показателями метаноносности характеризуются буроугольные месторождения с подстилающими углеметанонасыщенными структурами верхнего триаса и нижнего мела, являющимися не только генераторами метана, но и источниками его поступления в угленосные толщи по зонам разломов и крупных тектонических нарушений, способствующие формированию в них полигенезисного газового состава [1, 3, 4].

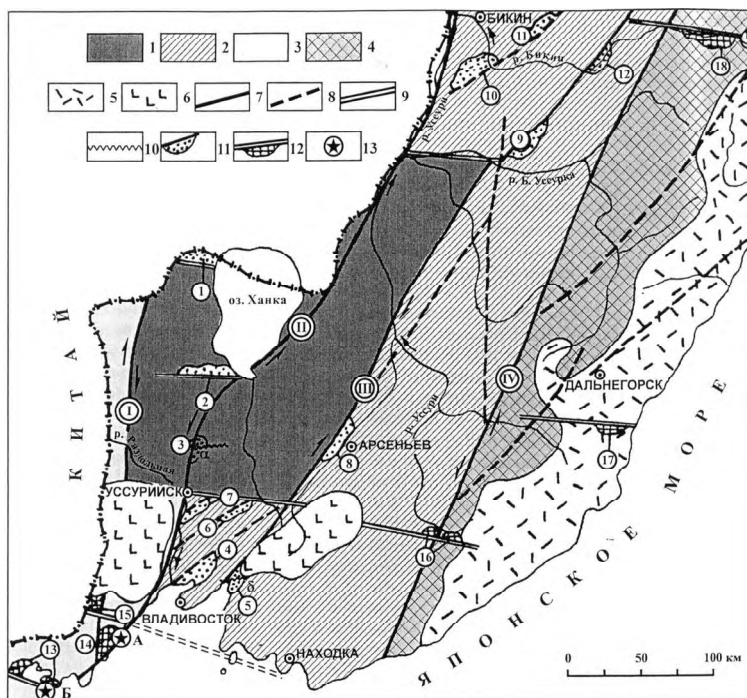


Рис. 2. Схема кайнозойской активизации Приморья [2]. 1–6. Активизированные зоны геоструктурного районирования: 1 – Ханкайский массив, 2 – Арсеньевская, 3 – Барабашско-Пограничная, 4 – Сихотэ-Алинская зоны, 5 – Восточно-Сихотэалинский вулканогенный пояс, 6 – плиоценовая плато базальтовая формация; 7 – основные активизированные зоны разломов докайнозойского заложения с преобладающей сдвиговой составляющей (I – Западно-Приморская, II – Уссурийская, III – Западно-Сихотэ-Алинская, IV – Центрально-Сихотэ-Алинская); 8 – дополнительные активизированные разломы докайнозойского заложения с преобладающей сдвиговой составляющей; 9 – зоны разломов кайнозойского заложения раздвигового типа; 10 – установленные зоны новейших (постплиоценовых) сдвиговых дислокаций (6 – Павловская, д – Шкотовская); 11 – основные тектонические и эрозионно-тектонические впадины (1 – Турийрогская, 2 – Жариковская, 3 – Галенковская, 4 – Угловская, 5 – Шкотовская, 6 – Бонивуровская, 7 – Глуховская, 8 – Арсеньевская, 9 – Маревская, 10 – Бикинская, 11 – Алчанская, 12 – Средне-Бикинская); 12 – вулканотектонические впадины: (13 – Краскинская, 14 – Пойменная, 15 – Нарвская, 16 – Березовская, 17 – Зеркальненская, 18 – Верхне-Бикинская.), 13 – предполагаемые кальдеры обрушения (А – Славянская, Б – Посьетская).

В процессе анализа степени влияния геологических факторов на метаносность угольных пластов и метанонасыщенность угленосных толщ Приморья установлено, что основными из них являются: пликативная и разрывная тектоника, типы и стадии метаморфизма, углегазонасыщенность (нефтегазонасыщенность) подстилающих отложений, литологический характер перекрывающих отложений, магматическая деятельность, гидрогеологические условия, угленосность и угленасыщенность, коллекторские свойства углей и пород, сейсмичность и глубинные процессы.

В результате сопоставительного литолого-фациального анализа установлены цикличность и ритмичность углеобразования угольных бассейнов и месторождений тектонических, эрозионно-тектонических и вулканотектонических впадин Приморья

[1, 2]. При проведении анализа выделялись трансгрессивная и регрессивная фазы седиментационных макроритмов угленосных формаций.

В угольных бассейнах Приморья выделяются формации четырёх (полный цикл), трёх (незавершённый цикл) и двухчленного (неполный цикл) строения. Первые – связаны с тектоническими впадинами северо-восточного субмеридионального простирания ($20-60^\circ$), приуроченными к Арсеньевской зоне в пределах Уссурийского и Алчанского прогиба (Угловская, Подгородненская, Суражевская, Синегорская, Партизанская, Бикинская, Алчанская и др.). Полный цикл представляет угленосную формацию четырёхчленного строения (базальные слои, два угленосных и расположенный между ними глинистый горизонт), незавершённый и неполный – трёх- и двухчленного строения (базальные слои, один угленосный горизонт, переходящий вверх по разрезу в глинистый или песчано-глинистый и без него).

Угленосные формации трёхчленного строения связаны с впадинами преимущественно северо-западного простирания ($290-330^\circ$) и приурочены к вулканотектоническим впадинам Барабашско-Пограничной и Сихотэ-алинской зоны (Краскинская, Пойменная, Нарвская, Берёзовская, Зеркальненская и Верхне-Бикинская впадины). Угленосные формации двухчленного строения связаны с впадинами и мульдами также преимущественно субширотного – северо-западного простирания и приурочены к Ханкайской зоне. Характеризуются низкими значениями метаноносности угольных пластов и слабыми перспективами добычи угольного метана.

С угленосными формациями четырёхчленного строения в Приморье связаны практически все свободные и внезапные метанопрооявления в угольных бассейнах и сконцентрированы основные ресурсы свободного и сорбированного метана (более 60 млрд м^3), перспективного для промышленной газодобычи (рис. 2). Именно с этими впадинами и осадочными бассейнами (по аналогии с другими углегазоносными бассейнами Востока России) также связаны и перспективы нефтегазоносности в Приморье.

Закономерности размещённости углефтегазоносности в осадочных бассейнах региона, значительный метановый потенциал угленосных толщ, высокая интенсивность метанопрооявлений, наличие нефте-битумопроявлений позволяет положительно оценить перспективы нефтегазоносности и углеметанового промысла в Приморье. Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ для государственной поддержки молодых российских ученых МК-332.2011.5.

Литература

1. Обжиров А.И., Гресов А.И., Шакиров Р.Б., Коровицкая Е.В., Агеев А.А., Верещагина О.Ф., Яновская О.С., Пестрикова Н.Л., Дружинин В.В. Метанопрооявления и перспективы нефтегазоносности Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2007. 167 с.
2. Седых А.К. Кайнозойские рифтовые впадины Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2008. 248 с.
3. Гресов А.И., Обжиров А.И., Коровицкая Е.В., Шакиров Р.Б. Метаноносность и перспективы освоения ресурсов метана угольных пластов угольных бассейнов юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 103–116.
4. Гресов А.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока и перспективы её промышленного освоения. Т. I. Владивосток: Дальнаука, 2009. 247 с.

В.В. Крапивенцева

СОСТАВ И ЦИКЛИЧНОСТЬ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БУРЕЙНСКОГО БАСЕЙНА В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН г. Хабаровск

Буреинский бассейн (Бб) расположен на восточной окраине Буреинского массива и в целом имеет субмеридиональное простирание. Площадь бассейна составляет в среднем 10,5 тыс. км². Фундаментом бассейна служат докембрийские комплексы, прорванные палеозойскими гранитами. История развития его довольно сложна и распадается на несколько этапов, характеризующих соответствующий тип бассейна. Ранне-среднеюрские морские отложения располагаются в основном в восточной части Буреинского бассейна. На северо-востоке они широко распространены в бассейнах рек Умалты и Нимана, в центральной восточной части протягиваются узкой полосой шириной 15–20 км вдоль западного склона Буреинского хребта. На юге и юго-востоке площадь их развития снова увеличивается и включает бассейны рек Сугурь, Адникан, Дубликан, Солони и др.

Для юрско-меловой истории осадконакопления характерна многопорядковая цикличность. Анализ состава, строения, мощности циклов и их границ позволил ранее в рамках секвенстратиграфии выделить крупные циклы трех порядков: мегасеквенсы, секвенсы, разделенных несогласиями и перерывами и в ряде случаев - парасеквенсы [5, 6, 8]. В последнее время границы и объем юрского мегасеквенса и секвенсов были пересмотрены, в связи с чем верхнетриасово-юрские отложения разделены на два полных и два неполных мегасеквенса, которые в свою очередь подразделяются на семь секвенсов, разделенных несогласиями и перерывами [7].

Раннеюрские отложения узкой полосой распространены на восточной окраине Бб и более широко развиты в его юго-восточной части [1, 2, 4, 12]. Они разделяются на хавагдинскую, таксинскую толщи (синемюр) и дешскую свиту (поздний плинсбах-ранний тоар), которые входят в состав мегасеквенса 2 и соответствуют двум секвенсам или циклам 4-го порядка [7].

Хавагдинская толща (J₁hv) с длительным перерывом в осадконакоплении (от рэтского (T₃r) до раннесинемюрского (J₁s) времени) залегает на верхнетриасовых (норийских) отложениях мегасеквенса 1 – демкуканской толщи и местами – на древних породах фундамента. Толща сложена темно-серыми алевролитами мощностью от 35–70 до 340–450 м, с пластами мелко-среднезернистых аркозовых песчаников, содержащими в средней и верхней частях разреза два прослоя туфов среднего и кислого состава мощностью 50–60 м, реже – единичные линзы известняков. Мощность толщи достигает 1250 м. В толще выделяется до четырех циклов осадконакопления 5-го порядка мощностью от 70 до 450 м. За начало циклов здесь и далее принимается поворотный момент в смене фаций – начало регрессивной части, проявляющейся литологически в «погрубении» отложений, т.е. в основании каждого более мелкого цикла залегают более грубозернистые, в данном случае – шельфовые прибрежные отложения.

Таксинская толща (J₁tk) в Гуджикском прогибе имеет большее распространение, по сравнению с хавагдинской толщей. Здесь толща мощностью 675 м согласно залегает на алевролитах хавагдинской толщи и сложена (снизу вверх) среднезернистыми и алевритистыми песчаниками мощностью 65–130 м с пластами алевролитов и редкими линзами гравелитов и конгломератов в ее основании. Более мощный (1020 м) разрез таксинской толщи закартирован в юго-западном окончании Сивакского прогиба, где ее разрез

представлен в основном песчаниками общей мощностью 737 м. Подчиненную роль играют алевролиты. Низы толщи сложены конгломератами (80 м), переходящими выше в гравелиты (40 м). Отложения хавагдинской и таксинской толщ образуют единый секвенс [7], но судя по наличию размыва в основании таксинской толщи в Сивакском прогибе, их можно разделить на два парасеквенса. Для отложений хавагдинской и таксинской толщ можно выделить до четырех циклов 5-го порядка мощностью до 450 м.

Отложения дешской свиты ($J_1 d\check{s}$) располагаются узкой полосой вдоль восточной окраины Бб, расширяющейся в его юго-восточной части. В Гуджикском прогибе дешская свита обнажается на крыльях ассиметричной мульдообразной складки [2]. На восточном крыле складки низы свиты, сложенные песчаниками мощностью 255 м, наращивают таксинскую толщу. В основании свиты в песчаниках содержатся линзы гравелитов и конгломератов.

На западном крыле складки отложения свиты трансгрессивно залегают на породах фундамента. Состав верхней части свиты существенно алевролитистый. Около 25 % составляют прослои аркозовых песчаников мощностью 15–25 м. В алевролитах отмечались конкреции марказита, а по разрезу свиты встречены остатки фауны аммонитов и брахиопод. Полная мощность свиты по р. Такса около 650 м, а в разрезе, включающим нижнюю и верхнюю ее части, составляет около 750 м [2]. Резко отличается состав свиты в восточной части Бб. По левобережью р. Солони разрез свиты мощностью 729 м представлен алевролитами, лишь в основании разреза отмечен горизонт (25 м), состоящий из конгломератов, гравелитов и грубо-разнозернистых аркозовых песчаников.

К северу, по правобережью р. Бол. Эльга, мощность свиты резко уменьшается до 280 м. В основании разреза залегают конгломераты. Выше в равных соотношениях содержатся песчаники и алевролиты с примесью пирокластики. Отложения дешской свиты образуют единый цикл осадконакопления – секвенс 2.2 в составе которого отмечается от двух до пяти мелких циклов 5-го порядка. В целом для отложений нижней юры на востоке Бб характерно почти равное соотношение алевролитов и песчаников, и лишь в основании таксинской толщи и дешской свиты отмечены конгломераты и гравелиты.

Среднеюрские отложения наиболее распространены в восточной и юго-восточной частях Бб. По литологическому составу и фаунистическим остаткам они расчленяются на синкальгинскую (аален-ранний байос), эпиканскую (байос), эльгинскую (поздний байос- бат), чаганыйскую (поздний бат) и талынджанскую (келловей-оксфорд) свиты [1, 2, 11, 12].

В последнее время в рамках секвенсстратиграфии эти отложения объединены в 3-й мегасеквенс ($J_2 a-J_3 km$), в составе которого выделяются три отдельных секвенса, соответствующие циклам 4-го порядка [7].

Синкальгинская свита ($J_2 sn$) узкой полосой располагается вдоль восточной окраины бассейна и в его юго-восточной части. Свита с размывом и перерывом в осадконакоплении (в верхнем тоаре) наращивает дешскую свиту. Отложения свиты формировались в различных фаунистических и палеогеографических обстановках, что обусловило их различный состав. Свита разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты [12]. Общая мощность свиты составляет 700–1000 м. Литологический состав свиты по трем типовым разрезам неустойчив. Характер цикличности так же неодинаков – от простых, но мощных (до 750 м) песчаных циклов 5-го порядка на юго-востоке Бб (в бассейне р. Дубликан) до четырех сложных циклов по р. Солони при мощности свиты 1000 м и двучленный характер цикличности по р. Бол. Эльга в центральной части Бб с мощностью песчаных циклов от 240 м – в верхней и до 510 м в нижней части синкальгинской свиты.

Эпиканская свита J_2er (байос) согласно наращивает синкальтинскую свиту. Особенность свиты в разрезе по р. Солони – преимущественно алевролитовый состав, темно-серая окраска пород и обилие конкреций марказита при ее мощности 700 м. Эпиканская свита расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты [1, 12]. Для отложений эпиканской свиты в Гуджикском прогибе характерно двучленное строение – с выделением циклов 5-го порядка мощностью 450 и 500 м. Для восточной части Бб в разрезах свиты по р. Солони и на правом берегу р. Бол. Эльга можно выделить четыре цикла 5-го порядка по два в каждой из нижней и верхней подсвит. В основании каждого цикла залегают более грубозернистые, преимущественно псаммитовые, а выше – алевролитовые известковистые темно-серые отложения с примесью псаммитового материала. Максимальные мощности подсвит и отдельных циклов характерны для разрезов эпиканской свиты по правому берегу р. Бол. Эльга, где мощность эпиканской свиты составляет 1770 м, а мощность каждой из подсвит достигает около 900 м.

Эльгинская свита J_2el (поздний байос-бат) с размывом и перерывом в осадконакоплении залегают на эпиканской свите. В Гуджикском прогибе свита пользуется ограниченным распространением, где с местным размывом наращивает эпиканскую свиту. В сложении свиты мощностью 250 участвуют мелкозернистые алевритистые граувакковые песчаники, содержащие в нижней части разреза линзы алевролитов и конгломератов [2]. В северной, юго-восточной и вдоль восточной окраины Бб отложения свиты имеют наиболее широкое распространение. Контакт эльгинских отложений с эпиканскими наблюдался по р. Бурее, где на алевролитах залегают песчаники эльгинской свиты [12]. Общая мощность свиты достигает 2200 м. В других частях Бб эльгинские отложения с базальными конгломератами в основании трансгрессивно залегают на различных горизонтах нижней и средней юры и на кристаллических породах фундамента [12].

По литологическому составу эльгинская свита делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В целом для отложений эльгинской свиты выделяется от одного до пяти мощных циклов осадконакопления 5-го порядка мощностью от 250 до 350 м. При этом в их основании залегают пачки песчаников, выше – алевролиты.

Чаганыйская свита $J_2\check{c}g$ (поздний бат) с размывом залегают на отложениях эльгинской свиты. Отложения свиты протягиваются полосой от р. Дубликан до р. Буреи. В бассейне рек Ургала – Бол. Эльга разрез нижней подсвиты мощностью 400 м представлен переслаиванием мелкозернистых граувакковых песчаников с алевролитами, редко – с прослоями туфоалевролитов и пачкой мелкозернистых песчаников мощностью 50 м в ее основании. Для верхов подсвиты характерно присутствие растительного детрита.

Верхняя подсвита сложена темно-серыми алевролитами с редкими пластами (1–10 м) граувакковых песчаников, аргиллитов, туфоалевролитов. Подсвита согласно или с внутриформационным размывом залегают на нижней подсвите с горизонтом седиментационных брекчий в ее основании. По всему разрезу свиты наблюдались конкреции марказита. Мощность верхней подсвиты составляет 400 м. Сходное строение и состав подсвиты отмечены и в других участках. По всему разрезу свиты встречены остатки членников криноидей, раковин двустворок. В других местах к западу в подсвите отмечалась фауна аммонитов и двустворок, что говорит о прибрежно-морских условиях седиментации [12]. Общая мощность свиты – 800–1000 м.

Юрские отложения Бб представлены в целом шельфовыми морскими и прибрежно-морскими отложениями богатыми рассеянным органическим веществом (РОВ) смешанного (гумусового и в большей мере сапропелевого) состава. Нижне-средне-юрский

комплекс дешской, синкальтинской, эпиканской и эльгинской свит отличается высокой степенью катагенеза РОВ и пород – в пределах градаций МК₄-МК₃. Это позволяет оценивать эти отложения как находящиеся в главной зоне газообразования (по шкале Н.Б. Вассоевича). Ранее по данным исследователей МГУ и др. [3, 9, 10] этот комплекс оценивался как нефтегазопроизводивший, уже реализовавший свой нефтегазовый потенциал. Содержание Сорг. в породах комплекса составляет 0.1–0.6 %

Среднеюрские морские шельфовые отложения чаганьской, нижней части талынджанской свит и континентальные верхнеюрские угленосные отложения верхней подсвиты талынджанской и дубликанской свит отличаются менее высокой степенью катагенеза РОВ - в пределах градаций МК₂-МК₄, более высоким его содержанием и находятся в главной зоне нефтегазообразования. Они отнесены к нефтегазопроизводящему комплексу, как и отложения нижнего мела [3, 9, 10].

Благоприятным фактором для сохранения возможных залежей нефти и газа является наличие мощных песчаных коллекторов и алевролитисто-глинистых покрывок в прослаивании с темно-серыми до черных нефтегазоматеринскими толщами, обогащенными РОВ, что обусловлено циклическим строением юрских комплексов отложений.

Литература

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000 (Издание 2-ое) Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын): Объясн. зап. СПб: Изд-во картофабрики ВСЕГЕИ, 2003. 123 с.+5 вкл.
2. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:200 000 (Издание 2-ое) Серия Буреинская. Лист М-53-XIV (Сулук): Объясн. зап. СПб: Изд-во картофабрики ВСЕГЕИ, 2004. 102 с.+5 вкл.
3. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеан. геология. 1994. № 2. С.107–121.
4. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 8. С. 77–87.
5. Кириллова Г.Л. Принципы секвенстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных комплексов юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2001. С.62–72.
6. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. Цикличность седиментации в Буреинском позднемезозойском осадочном бассейне: секвенстратиграфические и геодинамические аспекты // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы докл. 3-го Всерос. литологического совещания. М.: ГИН РАН, 2003. С. 288–291.
7. Кириллова Г.Л. Циклическая эволюция юрской осадочной системы Буреинского бассейна // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: доклады всероссийской конференции, 12-15 сентября 2011, г. Хабаровск / Под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилова. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011.
8. Крапивенцева В.В., Кириллова Г.Л., Пугачева Н.Г. Юрский мегасеквенс восточного борта Буреинского осадочного бассейна: осадочные системы, цикличность, палеогеография // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье Всероссийское совещание: Научные материалы / В.А. Захаров (отв. ред.). Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 106–107.
9. Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР / Под ред. АА. Трофимука. М.: Недра, 1971. 183 с.
10. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. Л.: Недра, Л.О., 1987. 363 с.
11. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга ДВ и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с.+38 сх.
12. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.

В.В. Крапивенцева¹, В.В. Иванов²**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ПОВЫШЕННОЙ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ УГЛЕЙ
УШУМУНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БИРОФЕЛЬДСКОГО
ГРАБЕНА ИЛАНЬ-ИТУНСКОЙ ВЕТВИ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ ТАН-ЛУ
(ЕАО, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН; г. Хабаровск*

²*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

На тихоокеанской окраине Азии широко проявился кайнозойский рифтогенез в виде протяженных систем грабенов и полуграбенов (более 6000 км) различного направления. Эти грабены выполнены терригенными угленосными озерно-аллювиальными отложениями и нередко к ним приурочены месторождения бурых углей. Рифтогенные зоны иногда расширяются, в погружение вовлекаются значительные площади. Так, в Среднем Приамурье кайнозойскую стадию развития Среднеамурского осадочного бассейна (СОБ) характеризуют более 30 полуграбенов и грабенов, перекрытых общим неоген-четвертичным чехлом [6].

В последние годы внимание многих исследователей привлекает металлоносность углей [1–5, 7 и др.]. С этой точки зрения были изучены бурые угли кайнозойских рифтогенных структур Приамурья [6], в том числе и угли Ушумунского бурогоугольного месторождения. Ранее для предварительной оценки содержаний малых элементов в бурых углях палеогенового и неогенового возраста были рассмотрены все имеющиеся данные спектрального анализа углей, их золы и, частично, песчано-глинистых вмещающих углей пород для пяти бурогоугольных месторождений Приамурья: Мухенского, Хурмулинского, Розенгартовского, Ушумунского и Лианского, расположенных в СОБ (или возле него) [4]. Из анализа данных приближенно-количественного эмиссионного спектрального анализа по содержанию малых элементов в углях и в золе углей Приамурья следовало, что возможно промышленно значимые концентрации в них имеют многие элементы. В бурых углях это в первую очередь: Ni, Ti, Y, Ga и Zr. Следует особо отметить высокие содержания, нередко до возможно промышленно значимых концентраций, ряда элементов (кроме перечисленных), таких как Sc, V, Co, Ge, Mn, W, Ag и Au в золе углей Ушумунского месторождения [4].

Ушумунское бурогоугольное месторождение расположено в юго-западной части СОБ и структурно относится к северо-восточной части Бирофельдского грабена, ограниченного глубинными разломами Илань-Итунской ветви системы разломов Тан-Лу [6].

Бирофельдский грабен входит в Лобэй-Бирофельдскую группу грабенов, относящуюся к южной части Западной структурно-тектонической зоны и представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении более чем на 100 км ассиметричную структуру, с юго-востока ограниченную разломом и выклиниванием осадочных слоев на северо-западе. Внутренне строение грабена осложнено линейно расположенными прогибами и поднятиями. Северо-восточная часть Бирофельдского грабена включает Ушумунский и Бирский прогибы. К первому из них и приурочено собственно Ушумунское бурогоугольное месторождение. Мощность всего осадочного выполнения грабена в его северо-восточной части на Ушумунском месторождении составляет более 3 км [6]. Мезозойские и палеозойские образования составляют фундамент месторождения, а также западное и восточное его обрамление,

являющиеся, вместе с развитыми в них эффузивами позднемелового возраста, областями сноса [4, 6].

В золе ушумунских углей по площади месторождения и по углеразрезу ранее было изучено распределение около 30 элементов. По уровням накопления ряда элементов (Be, Ge, Au, Ag, La, Se, Zr и Co) ушумунские угли превосходят бурые угли других месторождений Приамурья. Так, среднее содержание золота и серебра в золе углей здесь превышает оценки по многим другим угольным месторождениям региона. Промышленно значимые содержания в золе этих углей имели (в г/т): Be (до 200), Co (до 100), Ni (до 800), Se (до 300), Ge (до 200), La (до 1000), Zr (до 600). В угле вмещающих породах Ушумунского углеразреза ранее установлены повышенные до промышленно значимых содержания Ni (до 8000 г/т, в среднем – 2000 г/т), Ti (до 4000 г/т) и Zr (до 600 г/т) [4, 7].

В последние годы (2007–2009 гг.) впервые по данным современных высокочувствительных методов анализа (масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и инструментального нейтронно-активационного анализа) получены новые результаты по геохимии малых, в том числе редкоземельных элементов и благородных металлов в углях Ушумунского бурогоугольного месторождения. Образцы углей были отобраны из углеразреза, вскрывшего пласт 2 на глубине 37–45 м. Бурые угли по степени углефикации относятся к группе 2Б, подгруппе 2БВ. Эти угли представлены здесь полуматовыми (менее зольными) и матовыми (более зольными) разновидностями буровато-черного цвета. Структура углей – разнообразная: однородная, редко-штриховатая, линзовидно-штриховатая, редко-линзовидно-полосчатая с редко-штриховатой или штриховатой основой за счет линз, полос и штрихов витрена (лигнита) размером до 1×5 см. Текстура углей массивная, неясно-слоистая до тонкослоистой в штриховатых более зольных углях за счет налета глинистого материала на плоскостях наслоения. Уголь плотный, крепкий с грубоплитчатой, реже плитчатой до тонкоплитчатой отдельностью. Излом в полуматовых однородных углях полураковистый, в матовых линзовидно-полосчатых углях и более зольных разновидностях – неровно-угловатый. В углях более или менее часто отмечены включения смоляных телец размером от 1 до 5–10 мм.

Микроскопически эти угли относятся к группе гумолитов, классам гелитолитов и сапрогелитолитов, среди которых выделены типы гелитов, реже – липоидо-гелитов и альгогелитов (в сапрогелитолитах). Согласно ГОСТа 9414.1-94, эти угли представлены в основном моноацералами (типами витрита, реже – альгогелита) и бимацералами (кларитом).

Методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (с полным кислотным вскрытием) в ХАЛ ВСЕГЕИ (аналитик Г.А. Олейникова) в исследуемых углях и вмещающих породах в углеразрезу изучено содержание 48 малых элементов, в том числе 13 элементов – из группы лантаноидов (от Ce до Lu), а также естественные радионуклиды Th и U.

Среди установленных в ушумунских углях малых элементов (по девяти образцам из углеразреза по пласту 2) повышенные, реже промышленные концентрации [7] имеют (г/т): Rb (до 25.1), Sr (до 206), Zr (до 61.0), Nb (до 6.7), Hf (до 3), Ta (до 7.63), в среднем – 2.48. При этом повышенные их содержания до промышленных (в первую очередь Ta) приурочены к зольным разновидностям углей (A^d – 35.6 %). Во вмещающих угли глинах и междуугольных глинистых прослоях повышенные концентрации

имеют (г/т): Ga (до 23.7), Yb (до 2.17), Hf (до 6.25), Ta (до 1.48), Zr (до 2.34), Nb (до 22.2), Cs (до 12.0).

Из группы редкоземельных элементов в этих же углях установлены (г/т): La в количестве от 2.2 до 14.7 (в среднем 5.8), Ce – 5.0–30.2 (в среднем 12.2), Pr – 0.45–3.1 (в среднем 1.2), Nd – 1.8–11.7 (в среднем 4.4), Sm – 0.38–2.04 (в среднем 0.84), Eu – 0.11–0.44 (в среднем 0.2), Gd – 0.51–2.2 (1.04), Tb – 0.06–0.3 (0.14), Dy – 0.32–1.5 (0.82), Ho – 0.061–0.32 (0.174), Er – 0.18–0.76 (0.47), Tm – 0.024–0.12 (0.067), Yb – 0.15–0.71 (0.44), Lu – 0.024–0.1 (0.07) и Y – 2.3–7.9 (4.7). Их содержания варьируют в широких пределах в зависимости от зольности углей, близости и состава пород, являющихся источниками сноса и других геологических (в том числе тектонических) факторов.

В исследуемых углях обычно их содержания не достигают возможно промышленно значимых концентраций, принятых по [3, 5, 7] и установленных ранее для некоторых элементов по данным полуколичественного спектрального анализа [4]. Суммарное содержание РЗЭ (по девяти образцам углей) изменяется от 14.3 до 74.8 г/т, составляя в среднем 32.4 г/т. При этом минимальное суммарное содержание РЗЭ характерно для менее зольных углей, в частности для витрена (лигнита) (при A^d – 4.5%), максимальное (74.8 г/т) – для более зольного угля (A^d – 35.6%). Суммарное содержание РЗЭ в глинах из кровли, почвы пласта 2 и межугольного прослоя в Ушумунском углеразрезе изменяется от 149 до 179 г/т (в среднем – 160 г/т), превышая, таким образом, на порядок их содержания в самих углях, достигая иногда промышленных концентраций.

По данным нейтронно-активационного анализа (ИНАА) этих же углей и глин, проведенного в ядерно-геохимической лаборатории Томского политехнического университета (аналитик А.Ф. Судько), установлены следующие РЗЭ элементы (г/т): Sm – от 0.64 до 4.8 (в среднем 2.1), Lu – 0.03–0.29 (0.11), U – 0.37–4.50 (1.7), La – 3.4–37.7 (15.0), Ce – 6.1–62.5 (32.1), Tb – 0.08–0.54 (0.24) и Eu – 0.14–1.16 (0.49). Благородные металлы (Au и Ag) содержатся в углях в количестве (г/т) от 0.007 до 0.218 (в среднем 0.06) и < 0.04 г/т, соответственно, а во вмещающих глинах Au – от 0.02 до 0.134 г/т (в среднем 0.074), т. е. достигают промышленных концентраций по [7].

Суммарное содержание семи РЗЭ, по данным ИНАА, в углях изменяется от 10.5 до 88.9 г/т, при этом максимальное их содержание (88.9 г/т) характерно для более зольного (A^d – 35/6 %) угля. Суммарное содержание РЗЭ (Sm, Lu, La, Ce, Tb, Eu) в глинах из почвы пласта 2 и межугольного глинистого прослоя изменяется от 92.7 до 107 г/т, т. е. на порядок выше, чем в углях.

Новые результаты по геохимии редкоземельных элементов и благородных металлов и в целом по металлоносности углей Ушумунского бурогоугольного месторождения свидетельствует о широком спектре их состава, повсеместном распространении и высоких содержаниях в зольных углях и вмещающих их породах.

Распределение содержаний малых элементов в углях Приамурья и Приморья, и в том числе редкоземельных [2–5], и особенности их распределения обусловлены в первую очередь, геохимической и металлогенической специализацией комплексов пород, распространенных в обрамлении и фундаменте угольных месторождений. Большую роль при этом играли и флюидно-гидротермальные процессы, связанные как со вспышками вулканической активности, синхронными угленакоплением или последующему осадконакоплением, так и с тектонической активностью, разломной тектоникой и, в первую очередь, с рифтогенезом [1, 4–6].

Перспективными и промышленно-значимыми являются различные технологии попутного или целенаправленного получения концентратов отдельных малых элементов при обогащении углей, а также при использовании золошлаковых отходов ТЭЦ [2, 5, 7 и др.].

Проведенное обобщение данных о содержании и распределении малых и РЗЭ элементов в углях Приамурья, а также полученные новые оригинальные результаты по ушумунским углям, позволяют ставить вопрос о продолжении этих исследований на качественно новом уровне с применением единой методики и аналитических стандартов на прецизионном лабораторном оборудовании, и в том числе с опробованием новых участков и пластов углей на угольных месторождениях Дальнего Востока России.

Авторы благодарят докторов геол.-минерал. наук С.И. Арбузова (ТПУ) и В.И. Вялова (ВСЕГЕИ) за консультации и помощь в проведении исследований.

Литература

1. Арбузов С.И., Ершов В.В. Редкие элементы в углях Сибири. Томск: Изд. дом "Д-Принт", 2007. 468 с.
2. Братская С.Ю., Авраменко В.А., Иванов В.В., Нечаев В.П., Суховерхов С.В. Экстракция органического вещества и связанных с ним благородных металлов из бурых углей Приморья // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Матер. междунар. науч. конфер. 10–14 сентября 2007. Екатеринбург, 2007. С. 100–104.
3. Вялов В.И., Кузеванова Е.В., Олейникова Г.А., Ключарев Д.С. Оценка ресурсного потенциала редкометалльно-угольных месторождений Приморья // Литология и геология горючих ископаемых: межвуз. науч. темат. сб. / Ред.: Алексеев В.П. (отв. ред.) и др. Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного ун-та, 2010. Вып. IV (20). С. 169–181.
4. Крапивенцева В.В. Металлоносность углей Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 73–84.
5. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т.IV. гл.15. М.: Геоинформмарк. 2004. С. 453–518.
6. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
7. Ценные и токсичные элементы в товарных углях России. М.: Недра, 1996. 238 с.

А.В. Литвинова, Ю.В. Рыбак-Франко

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ДЕРЮГИНСКОГО
ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

ОАО “Дальморнефтегеофизика”, г. Южно-Сахалинск

В 2004–2007 гг. ОАО “Дальморнефтегеофизика” совместно с геофизической компанией TGS NOPEC выполнило сейсмическую съемку в пределах Дерюгинского осадочного бассейна (ОБ) объемом около 15 тыс. пог. км. В результате проведенных исследований плотность сети профилей возросла в 3–4 раза. Современные методы обработки и высокая кратность перекрытия (120*) позволили получить высокоинформативный сейсмический материал, послуживший источником новых данных о строении осадочного чехла.

При интерпретации сейсмического материала в осадочном чехле выделено семь сейсмических горизонтов (рис. 1), соответствующих несогласиям в разрезе. Наибольшей динамической выразительностью и прослеживаемостью обладают три СГ: 7а, 6, 2, характеризующихся несогласиями по типу кровельного прилегания и подошвенного налегания, реже эрозионного срезания, что свидетельствует о положении этих СГ в основании крупных трансгрессивно-регрессивных циклов. СГ 1а, 5б, 6а и 7б характеризуются локальным распространением и выражены подошвенным налеганием, которое является следствием углового несогласия, связанного с проявлением тектонической активизации.

Дерюгинский ОБ не изучен бурением, поэтому стратификация разреза базируется на данных сопредельных Северо-Охотского и Северо-Сахалинского ОБ, при этом используется номенклатура СГ, принятая в последнем. СГ 2 и 6 коррелируются с кровлями верхненутовского и дагинского сейсмических комплексов шельфа Северного Сахалина. А СГ 7а предположительно соответствует крупной регрессии на рубеже раннего и позднего олигоцена и сопоставляется с СГ 3 Северо-Охотского осадочного бассейна. СГ 7а, 6, 2 разделяют осадочный чехол на четыре сейсмических комплекса (СК): эоцен-нижнеолигоценовый, верхнеолигоцен-среднемиоценовый, среднемиоцен-нижнеплиоценовый, верхнеплиоцен-четвертичный (рис. 1).

Эоцен-нижнеолигоценовый и верхнеолигоцен-среднемиоценовый СК выклиниваются на склонах палеоподнятий, являвшихся в этот период областями денудации, на обрамлении которых накапливались прибрежные и мелководно-морские фации. Это подтверждается вышеперечисленными несогласиями на границах комплексов. Кроме того, подобные несогласия регистрируются и на удалении от поднятий, что свидетельствует о существовании мелководных банок в бассейне, которые в периоды низкого стояния уровня моря представляли собой области ненакопления. Максимальные мощности отложений этих СК составляют 2.5–3.2 км и 2–2.8 км соответственно и регистрируются в линейных грабенах. Таким образом, с эоцена до среднего миоцена Дерюгинский ОБ представлял собой морской бассейн с рядом островов, площадь которых постепенно сокращалась. Такой режим развития сходен с обстановкой, существовавшей в Северо-Охотском ОБ.

Со среднего миоцена значительную роль на процессы седиментации оказало влияние Палеоогура. Начиная с этого времени, максимальные мощности накапливались в западной части ОБ. Мощность среднемиоцен-нижнеплиоценового комп-

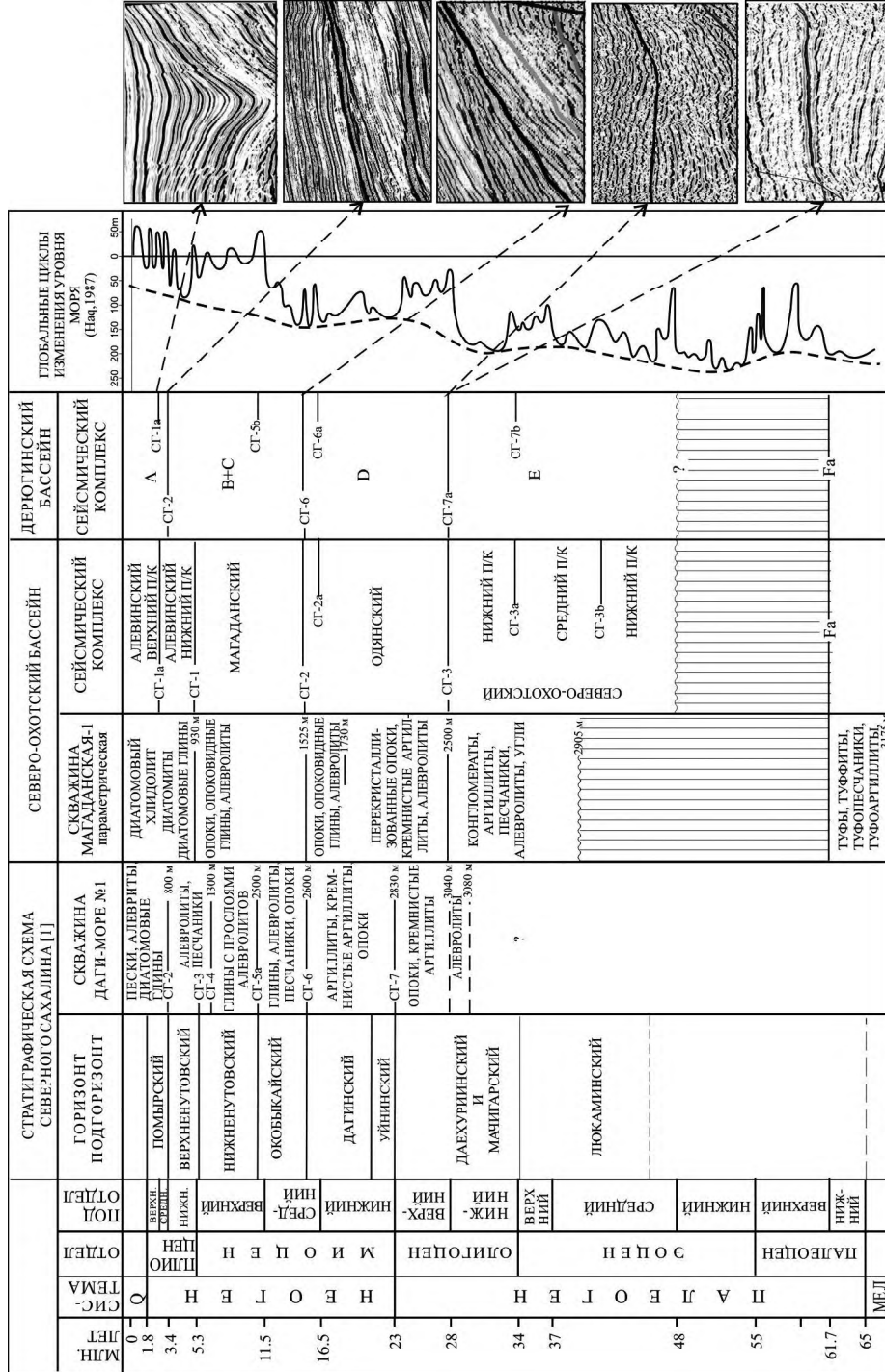


Рис. 1. Схема сопоставления стратиграфических и сейсмических подразделений Северо-Сахалинского, Северо-Охотского и Дерюгинского осадочных бассейнов.

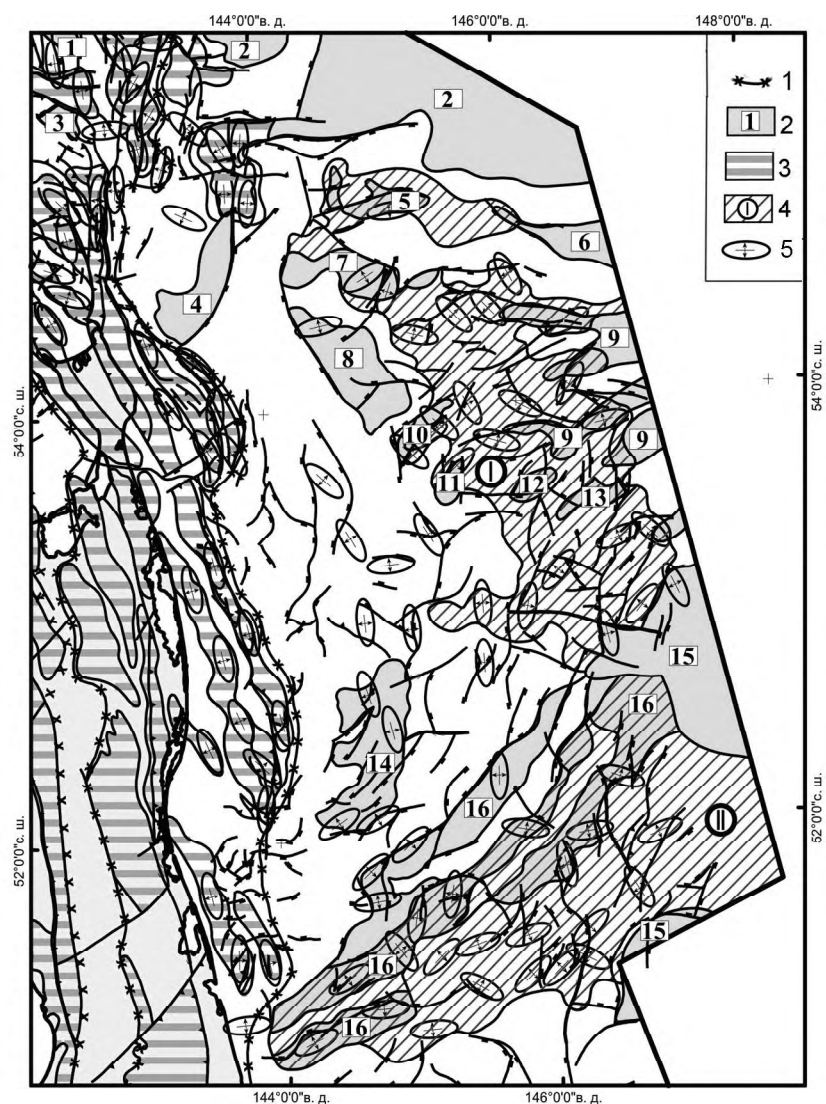


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема.

Тектонические элементы I порядка: 1 – границы складчатых систем; тектонические элементы II порядка: 2 – поднятия и их названия: 1 – Северо-Сахалинское, 2 – Иона-Кашеваровское, 3 – Северо-Шмидтовское, 4 – Тихоновича, % – Дельфин, : – Лебеда, 7 – Северо-Дерюгинское, 8 – Восточно-Дерюгинское, 9 – Атласовское, 10 – Плешакова, 11 – Надежда, 12 – Лайда, 13 – Анерта, 14 – Баутинское, 15 – Института Океанологии, 16 – Южно-Дерюгинская зона поднятий; 3 – мегаантиклинали; 4 – зоны складчато-блоковых деформаций: I – Погранично-Дерюгинская, II – Восточно-Дерюгинская; тектонические элементы III порядка: 5 – локальные антиклинальные структуры.

лекса составляет до 4 км, среднеплиоцен-четвертичного превышает 4.5 км. К рубежу раннего и среднего миоцена палеоподнятия предыдущих этапов были сnivelированы, но процессы тектонической активизации привели к образованию обширной суши в районе Иона-Кашеваровского поднятия и ряда мелких островов в северной части

бассейна. В центральном и восточном сегментах бассейна накопились кремнисто-терригенные толщи, о чем свидетельствует появление в разрезе сейсмических горизонтов, секущих отражения, соответствующие поверхностям напластования, и отвечающие переходам различных модификаций кремнезема (аморфный опал → опал-кристобалит- α-кристобалит → кварц).

Среднеплиоцен-четвертичный СК характеризуется присутствием в разрезе зоны дивергентных отражений, регистрируемых в восточной части бассейна, свидетельствующих о процессе активного прогибания во время накопления комплекса.

Неоднократное проявление процессов тектогенеза отразилось в сложном структурном плане, как поверхности фундамента, так и осадочного чехла. По поверхности акустического фундамента выделяется ряд поднятий (рис. 2), из которых: Северо-Дерюгинское, Восточно-Дерюгинское, Плешакова, Надежда, Лайда, Анерта, выделены впервые. Эти поднятия имеют унаследованный характер с докайнозойского (раннекайнозойского ?) этапа развития и длительное время представляли собой островную сушу.

В восточной части бассейна в структуре фундамента выделяется система линейных, как правило, односторонних грабенов субширотного простирания, являющихся продолжением структур Центрально-Охотской системы поднятий и прогибов. Активный рифтинг в этой зоне проявлялся с эоцена до среднего миоцена. Кроме того, устойчивое прогибание в этот этап развития проявляется и в южной части бассейна.

Со среднего миоцена активное прогибание характерно для западной части ОБ. И только в постсреднеплиоценовое время проявляются процессы активного рифтинга, приведшие к формированию современной морфоструктуры – впадины Дерюгина.

Этапы тектонической активизации отражены в интенсивных дизъюнктивных и пликативных деформациях. Наибольшей интенсивностью дислокаций характеризуются восточные и южные фланги бассейна, где выделяется Восточно-Дерюгинская и Погранично-Дерюгинская зоны складчато-блоковых деформаций. Для них, как правило, характерно наследование простирания основных структурных элементов с предыдущих этапов развития. Амплитуды деформаций значительны – так в северо-восточной части бассейна Дерюгина расположено поднятие Дельфин, представляющее односторонний горст, резко выраженный в современном рельефе превышением поверхности дна более чем на 600 м.

В результате проведенных сейсмических исследований в пределах изученной территории впервые выявлена 51 локальная антиклинальная структура. Существование длительное время в ОБ областей денудации, являвшихся источниками терригенного материала, позволяют предполагать присутствие в осадочной толще коллекторских горизонтов. Таким образом, в бассейне существуют условия благоприятные для локализации залежей углеводородов, в связи с чем, необходимо продолжать изучение строения и перспектив Дерюгинского ОБ.

Литература

1. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России - Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М., «ГЕОС», 1998. 147 с.

В.Л. Ломтев

**К СТРОЕНИЮ И ГАЗОНОСНОСТИ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНОГО БОРТА СЕВЕРО-ТАТАРСКОГО ТРОГА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Геологическое строение дна Татарского пролива (четвертичный тектонический трог или остаточный прогиб [4, 5]) и особенно его северной, мелководной части (Северо-Татарский трог), изучается более 50 лет [2–8]. К 1988 г. на его сахалинском шельфе пробурено 11 скважин и 2 на о-ве Монерон, открыта мелкая Изыльметьевская залежь газа и выделен Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн. Столь неудачные результаты нефтегазопроисковых работ связаны с отсутствием коллекторов в депоцентре неогенового краевого бассейна (прогиба), дальним (> 50 км от Сихотэ-Алиня – главной области сноса) транзитом терригенных осадков по пологому (до 1 м/км) дну [3, 5], удревнением (до олигоцена) трога и смежного Камышевого инверсионного моноклиория Сахалина как области сноса, хотя встречные клиноформы в верхах дерюгинского, позднеплиоцен-четвертичного сейсмокомплекса надежно фиксируют их молодой, заведомо четвертичный, возраст.

Выбор термина “трог” [4–7] вместо более распространенного “рифт” [2] вытекает из разного тектонического строения бортов, включая известную широтную асимметрию по осадочному неогену, абразионный сахалинский и аккумулятивный материковый шельфы. На первом особо выделим диагональные полуантиклинали СЗ простирания, обычно сопряженные с надвигами и взбросами восточного падения (ретроразломы), входящими в мегадуплекс Западно-Сахалинского вдольберегового разлома. В сводке [2] вместо переноса нефтегазопроисковых работ на коллектора приматериковой зоны регионального выклинивания отложений неогена и палеогена (сергеевский комплекс) на западном, борту Северо-Татарского трога по прежнему рекомендуют сахалинский шельф. При интерпретации в [2] данных МОГТ, грави- и магнитометрии ОАО “Дальморнефтегеофизика” (ДМНГ) не были отмечены, особенно в полосе протяженностью 220 и шириной 50 км (рис. 1), многочисленные газовые окна и вертикальные столбы или т.н. факелы (газопроявления), аномалии типа “залежь” (АТЗ), молодые, растущие структуры прорыва флюидов, сходные по строению с грязевулканами, часто завышенная (> 2 с) для зоны выклинивания мощность отложений палеогена и заглубление кровли акустического фундамента, сложенного породами мела с выходом за пределы сейсмозаписи [3–7]. Впервые газопроявления и АТЗ на профилях МОГТ ДМНГ обнаружены в 1987 г. на погребенном Сюркумском выступе. В тектоническом плане он представляет собой широкий (40×40 км) структурный нос площадью 1600 км². Согласно [3–5, 7] в миоцене-верхах палеогена здесь формировалась прибрежная банка (рис. 2).

Газовые окна и столбы или газопроявления известны в сейсморазведке МОВ более 50 лет и на профилях МОГТ и НСП выделяются по перерыву или заметному ослаблению сейсмозаписи, связанному с избыточной (~5–30 %) газонасыщенностью осадочного разреза [1]. На западном борту Северо-Татарского трога они распространены широко, особенно в полосе на рис. 1. Они обнаружены в отложениях палеогена, неогена и квартера и местами достигают дна [7]. Основным источником газа видимо являются отложения палеогена значительной ($> 4–5$ км), хотя и не установленной, мощности [6, 7].

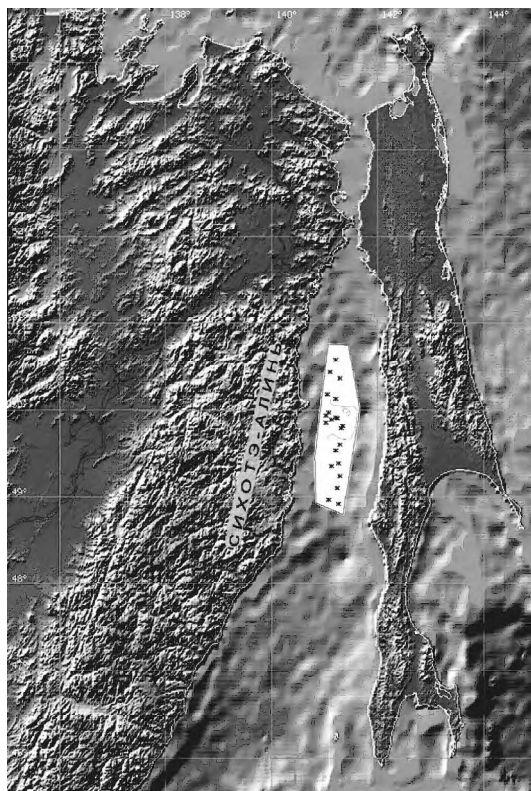


Рис. 1. Карта аномалий типа “залежь” и структур прорыва флюидов на западном борту Северо-Татарского трога. Топооснова карты см. <http://tsun.ssec.ru/tsu> (Новосибирск).

Аномалии типа “залежь” (АТЗ) вызваны заметным снижением скорости распространения продольных волн в продуктивных, особенно газовых, пластах (до 30 % [1, 7]). Для центра залежи, например, Чайвинской (шельф СВ Сахалина) характерен ложный симметричный провал отражающих границ, включая низы покрывки, а на ее периферии – их ложное выполаживание (трапеция или минигайот). Поперечники АТЗ и залежей в Северо-Сахалинском нефтегазоносном бассейне по В.Э. Кононову соотносятся как 1:3 [1]. Известны и другие признаки залежей углеводородов на профилях МОГТ [7]. На западном борту Северо-Татарского трога картированы около двух десятков АТЗ обоих типов (рис. 1). Их диаметр достигает 0.8–2.5 км. Вместе с газопроявлениями и структурами прорыва флюидов они образуют меридиональную полосу протяженностью 220 и шириной 50 км (рис. 1). Она намечает депоцентр погребенного и частью инверсированного палеогенового краевого прогиба складчатого Сихотэ-Алиня [6, 7].

Структуры прорыва флюидов на западе Татарского пролива впервые описаны в [4, 5]. Это вертикальные, сложно построенные зоны перерыва отражающих границ в кайнозойском осадочном чехле, сходные по строению и вероятно генезису с грязевулканами, в том числе сахалинскими [1, 7]. Их образование обычно связывают с крупными надвигами или взбросо-надвигами и их зонами аномально высокого пластового давления, газоводонасыщения и разуплотнения глинистого разреза (сопочная брекчия) в лежащем крыле [1, 7]. Следовательно, структуры прорыва флюидов

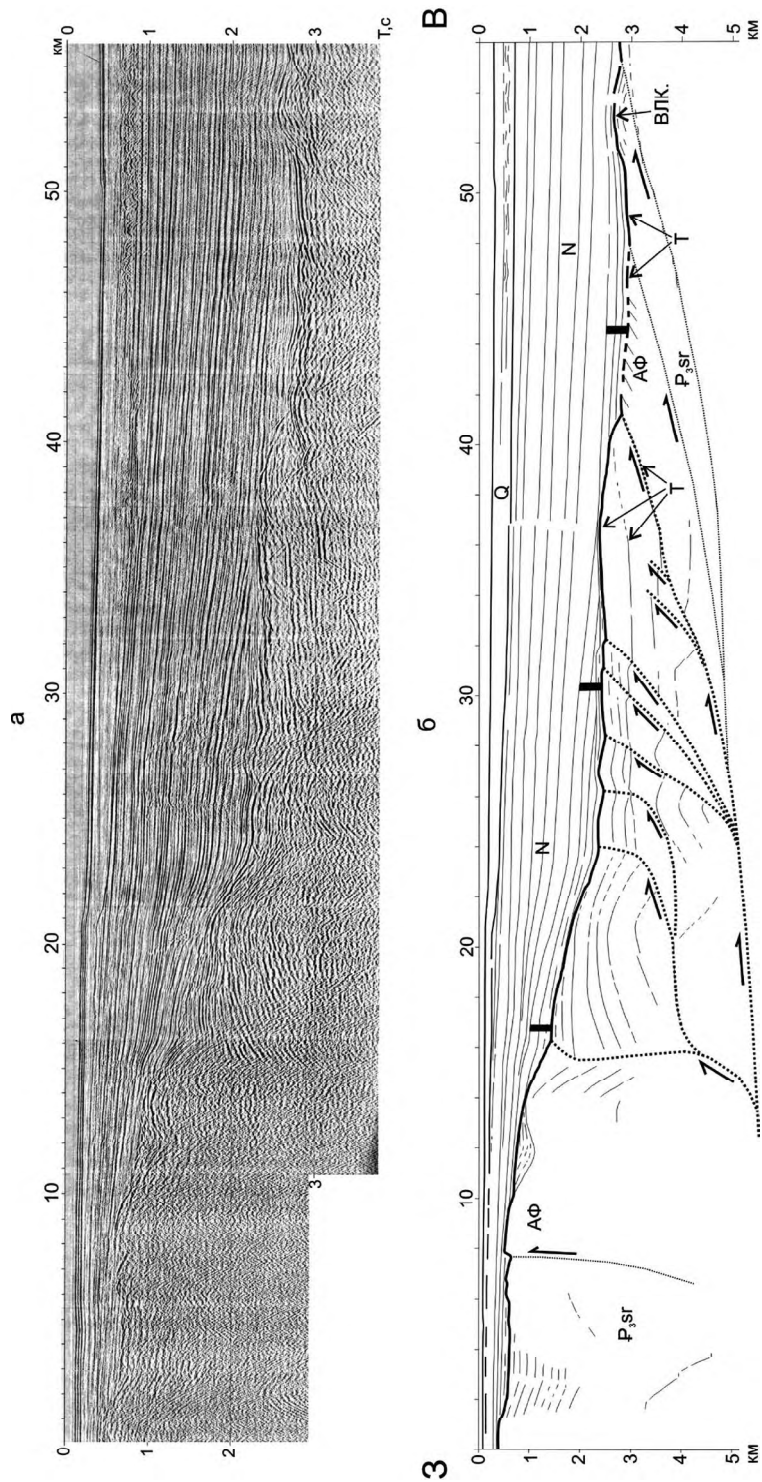


Рис. 2. Временной (а) и глубинный (б) разрезы МОГТ 452 [6]. Вертикальный м-б в секундах двойного пробега, горизонтальный – в км из расчета 40 гидроточек ОГТ = 1 км профиля. АФ – акустический фундамент, Т – траппы, влк. – вулкан, Q – четвертичные осадки, N – неогеновый чехол, Р₃sr – сергеевский комплекс. Крупные точки – разломы аллохтона, мелкие – мористее него, а стрелки указывают направление смещения по ним. Черные колонки выделяют подошвенную пачку неогена, залегающую субгоризонтально во время накопления.

позволяют наметить положение фронтального, вероятно преднеогенового, надвига Сихотэ-Алиня на внутреннем материковом шельфе. Разлом четко выделяется в аномальном гравитационном поле [2], имеет западное падение и является региональным экраном по крайней мере для углеводородов и сопочной брекчии в палеогеновой части разреза [7].

Итак, на западном борту Северо-Татарского трога по данным МОГТ (объекты 22/83, 14/86) закартирована газо- и возможно нефтеперспективная зона в отложениях неогена (зона регионального выклинивания) и палеогена (депоцентр краевого прогиба), близкая по размерам Северо-Сахалинскому кайнозойскому нефтегазоносному бассейну (рис. 1). Крупнейшей структурной ловушкой углеводородов является погребенный Сюркумский выступ мористее одноименного мыса на материковом побережье. Региональная газонасыщенность отложений палеогена на западном борту трога определяют их преобладающую акустическую прозрачность (кроме верхней контрастной пачки [2,7]). Лишь на юге мористее порта Совгавань на нескольких профилях обнаружены его акустическая контрастность и заметный видимый раздув мощности (клин т.н. совгаванского палеогена). Так, при повторной интерпретации широтного профиля МОГТ 452 (об. 14/86) удалось наметить складчато-надвиговое строение этого клина, связанное с преднеогеновой активной окраиной Сихотэ-Алиня, переслаивание и/или замещение осадочных отложений эффузивами олигоцена - раннего миоцена (рис. 2 [6]).

Автор благодарен К.Ю. Торгашову и гл. геологу ОАО “Дальморнефтегеофизика”, к.г.-м.н. А.В. Савицкому за временные разрезы МОГТ прошлых лет по Северо-Татарскому трогу и возможность их повторной геологической интерпретации [3–7], а М.Г. Гуринову (ИМГиГ) за помощь в компьютерной подготовке графики доклада.

Настоящая работа выполнена в основном в 2009 году и была поддержана грантом РФФИ – Дальний Восток № 09-05-98577.

Литература

1. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования (НСП) при нефтегазопоисковых исследованиях / В.Л. Ломтев, В.В. Жигулев и др. // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 107–119.
2. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова и др. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
3. Геолого-геофизическое обоснование на бурение Сюркумской параметрической скважины № 1 / В.Л. Ломтев, В.О. Савицкий и др. Южно-Сахалинск: трест “Дальморнефтегеофизика”, 1987. 6 с.
4. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86) / Л.С. Чуйко, В.В. Куделькин и др. Южно-Сахалинск: трест “Дальморнефтегеофизика”, 1988. 284 с.
5. Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий В.О. Геологическое строение, история геологического развития и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 63–69.
6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сеначин В.Н. К строению Татарского трога (Японское море): новые подходы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2010. № 3. С. 58–69.
7. Ломтев В.Л., Торгашов К.Ю., Патрикеев В.Н. Признаки газонасыщенности западного борта Татарского трога (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 63–71.
8. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн / Ю.А. Тронов, В.В. Харахинов и др. // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 45–49.

В.Л. Ломтев¹, А.В. Литвинова²

К СТРОЕНИЮ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

¹*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

²*ОАО “Дальморнефтегеофизика”, г. Южно-Сахалинск*

Ниже по данным МОГТ, промера и магнитометрии ОАО “Дальморнефтегеофизика” (ДМНГ) 2000 и 2004 гг. рассматриваются новые особенности строения восточной подводной окраины Северного Сахалина (рис. 1, 2).

Трехбратская мегантиклиналь (ТМА) и мегадайка (ТМД). Антиклинальный выступ поздне мелового фундамента на шельфе СВ Сахалина, ограничивающий с востока Северо-Сахалинский кайнозойский осадочный бассейн (краевое поднятие). Реже его называют Восточно-Одоптинским или Шмидтовским поднятием [5, 8]. Выступ маркируют мощные линейные положительные аномалии магнитного (рис. 1) и гравитационного полей, поэтому в [1] здесь выделили зону Восточно-Сахалинского глубинного разлома восточного падения с телами ультрабазитов. В плане она включал в себя Восточный хребет п-ова Шмидта с мезозойскими интрузиями (в основном серпентинитов [5, 8]) и выходила на широкий шельф северного подводного окончания Сахалина. Т.о. протяженность этого разлома достигает 360 км.

Вместе с тем профили А-Д на рис. 2 четко фиксируют постседиментационный подъем фундамента (ТМА) и перекрывающего кайнозойского чехла. В последнем возникли одна или нескольких антиклиналей, своды которых обычно абрадированы на уровне шельфа. С учетом его позднечетвертичного возраста мегантиклиналь датируется ранним-средним плейстоценом [4]. Положительные гравимагнитные аномалии [1, 5, 8] указывают на ее интрузивную природу (ТМД [4]) и значительную протяженность (360 км), включая Восточный хребет п-ова Шмидта. С ней возможно связана термогенерация углеводородов в Северо-Сахалинском бассейне [4].

Осадочная (внешний шельф – склон) призма. Завершает проградационный разрез Северного Сахалина мористее ТМА (рис. 1, 2). Призму слагают выносы Амура, в верхах – и продукты абразии шельфа. Геологами ДМНГ относится к помырскому комплексу, который в [8] датируют средним плиоценом (3–2 млн лет). Призма опознается по конседиментационному раздуву осадков (до 2 км) на восточном крыле ТМА и клиноформам наращивания с угловым несогласием в подошве мористее. Несогласие коррелятно ТМД, т.к. на ее южном погружении переходит в согласие (см. разрезы МОГТ на с. 175–177 в [8]). Т.о. шельф СВ Сахалина слагают разные по возрасту осадки: нутовские к западу от ТМА и помырские восточнее. В первых картированы фации авандельты Амура и почти все нефтегазоносные структуры тектонической и/или глинисто-диапировой природы [4, 8], во вторых – подводные фаны [8], не влияющие однако на явно тектоническую спрямленность склона в плане (рис. 1). В его строении выделим асимметричную мегарябь в основании на профилях А, Б, связанную с придонным (контурным) течением, отсутствие нормальных сбросов, характерных для рифтограбенов (впадина Дерюгина [3, 5]), пологий подъем слоев к востоку в основании и на прилегающем ложе. Последнее не согласуется с моделью их накопления в [6] и сходно со строением турбидитов в глубоководных желобах. Согласно [2] оно вызвано опусканием дна под нагрузкой тектонопары “шарьяж – аккреционная призма”, а здесь – фронтального взбросо-надвига Сахалина.

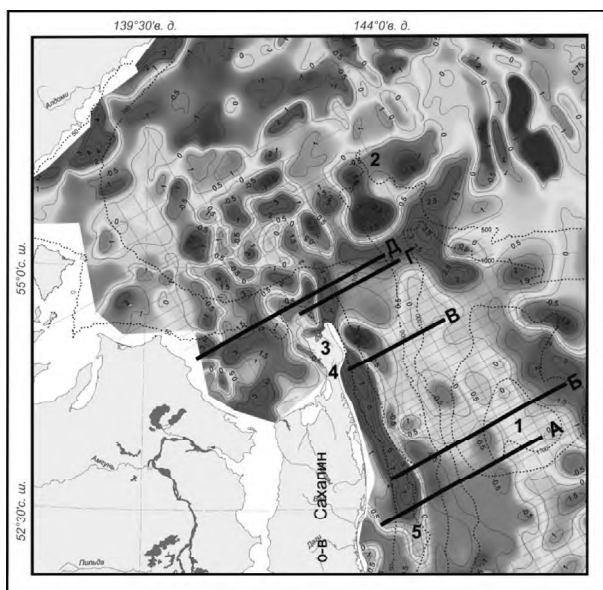
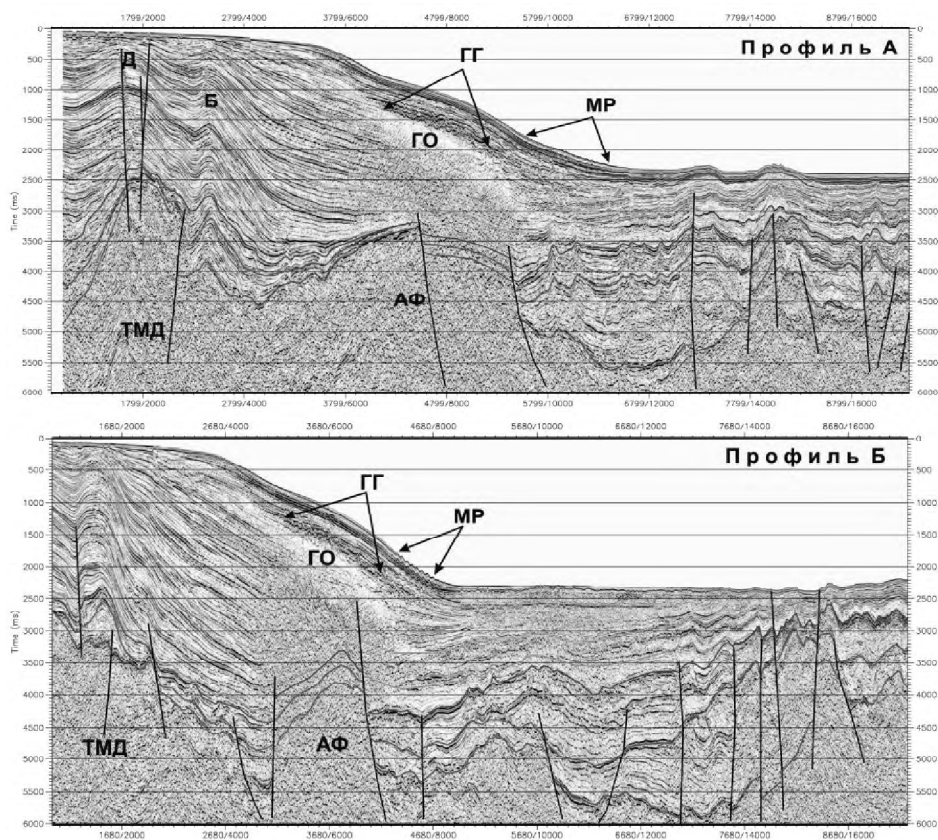


Рис. 1. Карта магнитных аномалий (по данным В.А. Зайцева, ДМНГ) и батиметрии восточной окраины Северного Сахалина и прилегающей акватории Охотского моря с профилями МОГТ 2000 и 2004 гг. (профили А-Д выделены).

1 – впадина Дерюгина, 2 – каньон Ионы, 3 – п-ов Шмидта, 4 – Охинский перешеек, 5 – ТМД. Изодинамы в нанотеслах ($\times 10^2$ нТл), изобаты в метрах.



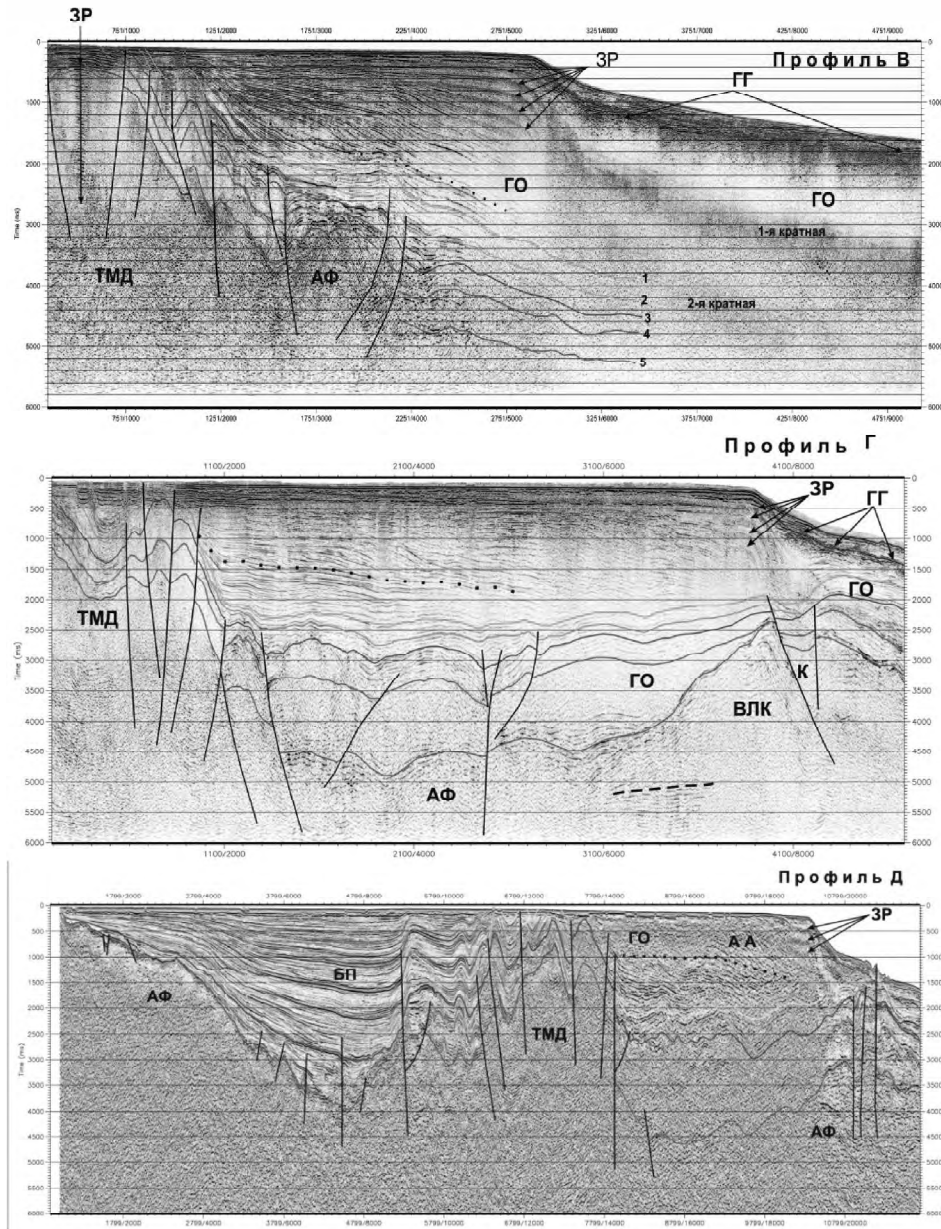


Рис. 2. Профили МОГТ А-Д. Вертикальный м-б в секундах двойного пробега, горизонтальный м-б равен 12.5 м между точками CDP.

АФ – акустический фундамент, **ТМД** – Трехбратайская мегадайка, **ГГ** – газогидраты, **ГО** – газовое окно, **МР** – мегарябь, **Д, Б** – Дагинская и Баутинская складки, **ЗР** – зона реверберации, **влк.** – вулкан с кратером (**К**), **БП** – Байкальский прогиб, **АА** – авандельта Амура; границы сеймокомплексов (1-5 и цвет) на профиле **В** и др. (цвет): 5 – кровля АФ, 4 – кровля палеогена, 3 – кровля нижнего-среднего миоцена, 2 – кровля среднего-верхнего миоцена, 1 – кровля верхнего миоцена-нижнего плиоцена. Черные квадраты – несогласие в подошве призмы, черные линии – разломы.

Газ и газогидраты. На профилях МОГТ и НСП газоносность чехла определяют по газовым окнам, столбам, грязевулканам, структурам прорыва флюидов (криптогрявулканы) и газогидратам. Последние обычно фиксирует контрастная, параллельная дну отражающая граница BSR (bottom-simulating reflector) на глубине до 300–600 м [7]. В исследуемом районе газ (в основном метан) обнаружен в осадках и воде. Придонные газогидраты картированы на подводном склоне Сахалина [3, 7]. Независимо их подтверждают профили МОГТ на рис. 2. Так, на профилях В-Д тонкий (до 10 м) слой придонных газогидратов у края шельфа формирует зону реверберации. С шельфа они прослежены на склон, где драпированы осадками, имеют увеличенную мощность и весьма неровную подошву. Под газогидратами местами формируется крупное газовое окно, фиксирующее их экранирующие свойства (флюидоупор). В последнем случае на него наложены “размытые” 1- и 2- кратные отражения от их кровли (профиль В). Метан согласно [7] биогенный. Его источником являются молодые выносы Амура. Осушение шельфа в позднем плейстоцене означает, что придонные газогидраты возможно реликт вечной мерзлоты. На профилях В-Д они не прослежены к ТМД, чему вероятно препятствует повышенный теплопоток от нее.

Литература

1. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря / Л.С. Маргулис и др. // Сов. геология. 1979. № 7. С. 61–71.
2. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.
3. Осадконакопление и рудогенез во впадине Дерюгина (Охотское море). Владивосток: Дальнаука, 2008. 289 с.
4. Проблемы геологии шельфа Северо-Восточного Сахалина / В.Л. Ломтев и др. // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2002. Т. 2. С. 79–80.
5. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 159 с.
6. Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина / Г.С. Мишаков и др. // Сов. геология. 1985. № 7. С. 56–78.
7. Характерные особенности проявлений газово-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) / Н.А. Николаева и др. // Тихоокеан. геология. 2009. № 3. С. 38–52.
8. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Науч. мир, 2010. 275 с.

Манилов Ю.Ф.

**ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ БУРЕЙНСКОГО ОСАДОЧНОГО
БАССЕЙНА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Буреинский осадочный бассейн является одним из перспективных объектов юга Дальнего Востока России для поисков промышленных скоплений углеводородов [2, 5]. Бассейн наложен на породы Турано – Чжангуцайлинского массива, представляющего собой гранитоидный мегаплутон, разбитый на отдельные глубоко эродированные блоки. В строении блоков принимают участие гранитоиды различного (от архея до мезозоя) возраста. Западное обрамление прогиба принадлежит Туранскому, а восточное – Чегдомынскому блокам, в основании которых лежат регионально метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях позднеархейские породы амурской и тастахской серий.

Изучение строения литосферы под Буреинским бассейном проводилось путем геологического редуцирования и сейсмогравитационного моделирования на основе данных ГСЗ, гравиметрии и магнитометрии.

Построена карта мощности земной коры, под Буреинским бассейном. В основу карты положены данные разрезов ГСЗ: р. Зeya–р. Бурея [3], Свободный – Комсомольск-на-Амуре [4] и Тында-Амурзет [5]. Также использованы материалы гравиметрической съемки масштаба 1:200 000. Итоговая карта – синтез сейсмогравитационной информации. Базовые параметры карты из данных ГСЗ. В межпрофильном пространстве глубина поверхности Мохо получена по эмпирически подобранному уравнению связи между редуцированным полем Dg и мощностью земной коры.

Глубина границы Мохо варьирует в широких пределах от 34 до 39 км. Наибольшая мощность коры свыше 39 км под северо-восточной частью бассейна в Тырмо-Буреинской зоне, наименьшая на северо-западе бассейна – 34–35 км. Мощность земной коры под южной частью бассейна составляет 37–38 км.

В отсутствие необходимых объемов бурения, главным источником информации для расшифровки внутреннего строения Буреинского бассейна служила карта аномалий поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 в совокупности с геологической и магнитной картами.

В настоящей работе сделана попытка разделить исходное поле на две (впоследствии возможно и больше) основные составляющие, в одной содержится часть поля связанная с глубокозалегающими источниками, в другой – оставшаяся часть которая связана с неглубокозалегающими объектами (рис.). При изучении строения осадочных бассейнов наиболее востребована именно локальная составляющая, которая и была получена путем вычитания из наблюдаемого поля трендовой компоненты. В нашем случае за трендовую компоненту принято аномальное гравитационное поле с радиусом осреднения 20 км. Расчеты проводились посредством пакетов программ ГИС ИНТЕГРО и Coscad 3dt. Полученная карта трансформации (рис.) является хорошей базой для дальнейшего изучения как морфологии дна бассейна так и для структурно-геологических построений.

Первичный анализ полученной карты, в сопоставлении с данными геологии и петрофизики, позволяет утверждать что отрицательная аномалия 1 связана с продук-

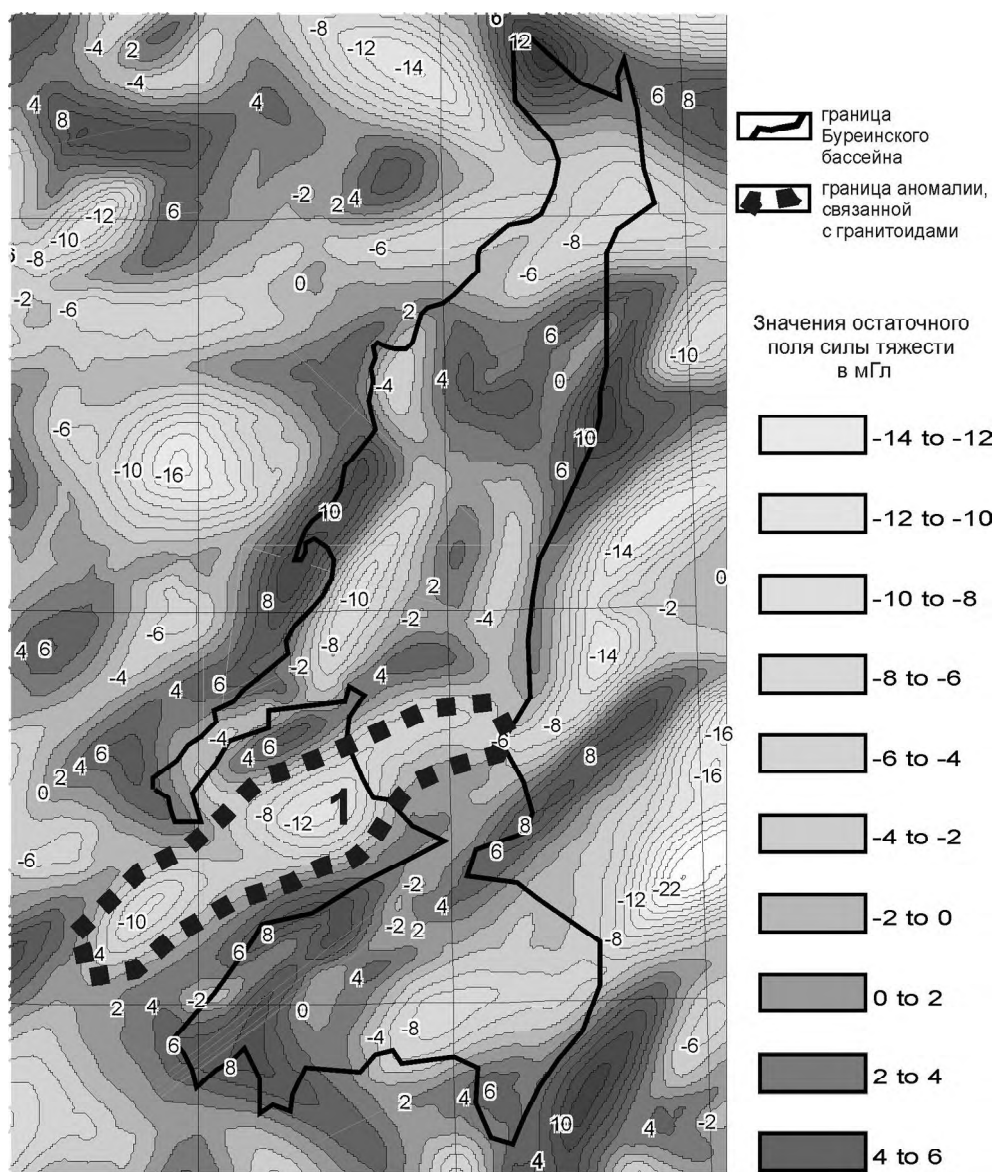


Рис. Карта локальных аномалий гравитационного поля.

тами гранитоидного магматизма. Остальные аномалии в пределах Буреинского бассейна, по-видимому так или иначе отражают его структуру: отрицательные аномалии соответствуют наиболее глубоким впадинам, положительные – поднятиям.

Кроме того посредством пакета Coscad 3dt была проведена оценка глубин для главных гравитирующих источников в пределах изучаемой территории, которая впоследствии позволит лучше понять, как глубинное строение, так и особенности тектонического развития. На карте изопохит до аномалиеобразующих источников контра-

стно выделились 3 области: северо-западная, Кындальская и юго-восточная. Для северо-западной области характерна северо-западная ориентировка источников и глубина их залегания 22–27 км. Гравитирующие источники под Кындальской впадиной находятся на глубине 8–10 км, их ориентировка совпадает с ориентировкой самой впадины. Юго-восточная область наиболее дифференцирована как по ориентировке источников так и по глубине их залегания от 9 до 26 км

Работа выполнена в рамках научного проекта ОНЗ РАН-1 “Геология, глубинное строение, оценка УВ потенциала осадочных бассейнов Восточноазиатской континентальной окраины на новой методологической основе”.

Литература

1. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Региональная геология и металлогения. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000. № 10.
2. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
3. Мишенькин Б.П., Колмаков Е.А., и др. результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 89–94.
4. Потапов С.В., Спирина Е.Е. и др. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Советская геология. 1979. № 3. С. 32–40.
5. Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1987. № 2. С. 78–84.

С.А. Медведева

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ПЕТРОГРАФИИ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ ЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД РЕК СОЛОНИ И ЭЛЬГАНДЖА (БУРЕИНСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН г. Хабаровск

В работе характеризуется вещественный состав юрских осадочных пород. Сотрудниками ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН А.В. Кудымовым и С.В. Зябровым были изучены и опробованы породы из коренных выходов в выемках автомобильных дорог вдоль левобережья р. Солони, правобережья р. Эльганджа. Из этой коллекции автором была сделана выборка для дополнительных исследований. Автор выражает коллегам искреннюю благодарность за представленный каменный материал.

Стратиграфическое расчленение разреза приводится по [1].

Многочисленные находки ископаемой фауны и флоры позволили надежно обосновать возраст отложений [2, 3]. По р. Солони юрский разрез начинается отложениями дешской свиты ($J_1 d\delta$, верхний плинсбах–нижний тоар). Ее наращивают синкальтинская ($J_2 sn$, аален–нижний байос), эпиканская ($J_2 ep$, байос), эльгинская ($J_2 el$, верхний байос–средний бат), чаганыйская ($J_2 c\grave{g}$, средний–верхний бат), талынжанская ($J_2 tl$, келловей–нижний оксфорд) и дубликанская ($J_3 db$, титон) свиты. В описываемой коллекции дешская свита не представлена.

Для всех свит характерна сильная изменчивость мощности: дешская 280–730 м, синкальтинская 750–1230 м, эпиканская 1660–1800 м, эльгинская 1300–2500 м, чаганыйская 570–800 м, талынжанская 330–640, дубликанская 220–300 м. Мощности приведены также по [1], по другим источникам могут отличаться. Основной объем юрского разреза по р. Солони занимают тонкие породы (песчанистые алевролиты, алевролиты, аргиллиты). Значительное распространение имеют песчаники. Присутствуют конгломераты, гравелиты, туфогенные и известковистые разности перечисленных пород.

Ниже следует описание пород изученной выборки. Основная часть коллекции представлена песчаниками, меньше алевропелитов и совсем немного туфов кислого состава.

Среди песчаников различаются тонко-мелкозернистые (алевропесчаники), мелкозернистые, мелко-среднезернистые и крупнозернистые. Кроме размерности песчаники отличаются по цвету, который изменяется от желтовато-белого, светло-серого (почти белого) до серого и темно-серого. Темный цвет песчаников обусловлен, видимо, большим количеством углистого детрита, присутствующего как в виде тонких прерывистых слоев, примазок, отдельных пятен, так и в тонкорассеянном виде. Темно-серые песчаники обычно мелко- и мелко-тонкозернистые (алевропесчаники), светлые бывают разной размерности.

Текстура песчаников однородная массивная; тонкая неотчетливослойчатая, тонкая параллельнослойчатая, с ровными и неровными контактами между слоями, слабоизвилистыми, рваными, зазубренными; пятнистая, «мусорная». Иногда в светлом массивном песчанике отмечаются нитевидные прослойки черного материала (глинистые примазки или растительный детрит).

Алевролиты и алевроаргиллиты темно-серые до черного, иногда с буроватым оттенком, цвета. Они бывают однородной, слабопятнистой или тонкослойчатой текстуры.

В образцах выделяются удлиненные обособления более рыжего цвета, неровных очертаний; с неравномерным распределением черных точек, линзочек, сгустков (растительный детрит?). На плоскости слоистости скопления слюд.

Иногда (низы синкальтинской свиты на разрезе по р.Солони) в крупнозернистом алевролите отмечены единичные конкреции марказита (?).

Вышеописанные текстуры и структуры характеризуют разнообразные фациальные обстановки накопления осадочного материала (флювиальные, периодически затопливаемые морем болотные, озерные, разных частей дельты, лагунные, прибрежно-морские).

Микроскопические исследования проведены с помощью поляризационного микроскопа. В основном были изучены песчаные породы, позволяющие получить этим методом больше информации по сравнению с алевропелитами. Установлена псаммитовая структура песчаников, размер обломков 0.1–0.5 мм, редко до 1 мм, иногда 0.05 мм; структура алевропелитов - алевритовая, псаммитовая, пелитовая, размер обломков 0.01–0.1 мм. Обломки окатаны плохо, часто остроугольные, иногда отдельные зерна окатаны хорошо. Сортировка слабая, упаковка часто плотная.

Обломочная часть составляет от 60–70 до 90–95 %, количество цемента варьирует от 5–10 до 30–40 %. Обломки представлены кварцем, кислыми плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами (КПШ), биотитом, серицитом, породами. Плагиоклазы преобладают над КПШ. Обломки пород (вулканы кислого, среднего, редко основного, составов, вулканические стекла, фельзиты и др.) в разных количествах присутствуют практически во всех свитах. Начиная с эльгинской свиты к ним добавляются кварциты, алевролиты, аргиллиты на р.Солони, мелкозернистые граниты, аплиты на р.Эльганджя.

Акцессорные минералы представлены единичными зернами циркона, сфена, граната (?), цоизита, глауконита, апатита, турмалина, роговой обманки, эпидота, амфибола, пироксена, хлорита, а также рудным – 1–2 до 5 %, . В некоторых шлифах отмечены кальцит + сидерит – до 5 %, кальцит – до 5 %, хлорит – до 1 %. Судя по набору минералов, можно предположить, что в областях сноса разрушались, в основном, гранитоиды (вероятнее всего крупно-среднезернистые плагиограниты и гранодиориты). Значителен вклад вулканических пород среднего и кислого состава, поступивших, вероятно, в результате разрушения вулканических построек и/или эффузивных выбросов.

Цемент базальный, поровый, пленочный. В одном шлифе может присутствовать несколько разных по текстуре и составу цементов. По составу он кварцевый регенерационный, кальцитовый, железистый, лимонитовый, гидрослюдистый, глинисто-серицит-гидрослюдистый.

По соотношению в обломочной части песчаников кварца, полевых шпатов и обломков пород различаются аркозы, граувакковые аркозы, полевошпатовые граувакки. Для нанесения фигуративных точек песчаников на классификационный треугольник с координатами “кварц – полевые шпаты – обломки пород” соответствующие количества обломков пересчитаны на 100 %. При этом количества других обломков не учитывалось, хотя иногда они достигали процентов, например, биотит 1–

3 %, серицит до 5 %, растительный детрит до 1 %. После пересчета количества обломков составляют (%): кварц – 12–41, полевые шпаты 25–58, обломки пород 8–50.

Песчаники нижней части синкальтинской свиты являются аркозами (не карбонатными), выше по разрезу – полевошпатовыми граувакками, песчаники эпиканской свиты – аркозами (иногда с примесью карбоната в цементе до 20 %). Фигуративные точки песчаников эльгинской и чаганыйской свит локализируются в поле полевошпатовых граувакк. Чаще всего они без примеси карбоната в цементе или количество его незначительно. Талынжанская свита представлена известковыми алевролитами и полевошпатовой грауваккой. Верхнеюрские песчаники дубликанской свиты – массивные светлые, почти белые, аркозы.

Значительный разброс значений обусловлен различными способами поступления обломочного материала, разными областями сноса и весьма разнообразными фациальными обстановками [3].

В работе приводятся первые, самые предварительные, сведения о редкоземельных элементах (РЗЭ). Определение концентраций РЗЭ проводилось методом ICP-MS на приборе Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН (аналитики Д.В.Авдеев, В.Е. Зазулина, Л.С. Боковенко). Все образцы выборки разделены на три литотипа: песчаники, алевропесчаники и алевропелиты. Считают, что более тонкие (алевропелитовые) породы содержат РЗЭ больше, чем песчаные. Для возможности сравнения была подсчитана сумма всех 14 РЗЭ. Она варьирует в песчаниках от 102–228 до 297–390 г/т (две пробы); в алевропесчаниках – от 162 до 284 г/т, в алевропелитах от 108 до 227 г/т (рис.). Если судить только по размерности пород, то можно думать о ее нарушении в верхах разреза, поскольку в алевропелитах верхнеюрской талынжанской свиты сумма РЗЭ (108–195 г/т) ниже суммы РЗЭ (144–228 г/т) в одновозрастных песчаниках. Однако, как было показано выше, данные породы являются известковыми алевропелитами. В известняках содержание РЗЭ намного меньше, чем в терригенных или глинистых породах [неопубликованные данные автора]. Следовательно, в этом кроется причина меньших значений суммы РЗЭ в изученных алевропелитах. При сравнении литотипов из одних и тех же свит закономерность подтверждается (в алевропелитах сумма РЗЭ выше, чем в алевропесчаниках, в алевропесчаниках выше, чем в песчаниках). Значительная дифференция суммы РЗЭ (рис.) в верхнеюрских песчаниках связана, возможно, со сменой морского режима континентальным, с разным накоплением РЗЭ в минералах-концентраторах. Исследования будут продолжены с применением других методов и дополнительных приемов обработки информации.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта «Реконструкция источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность» (проект 09-П -СУ-08-004) и проекта «Геология, глубинное строение, оценка УВ потенциала осадочных бассейнов Восточноазиатской континентальной окраины на новой методологической основе», грант ДВО РАН № 09-1-ОНЗ-21

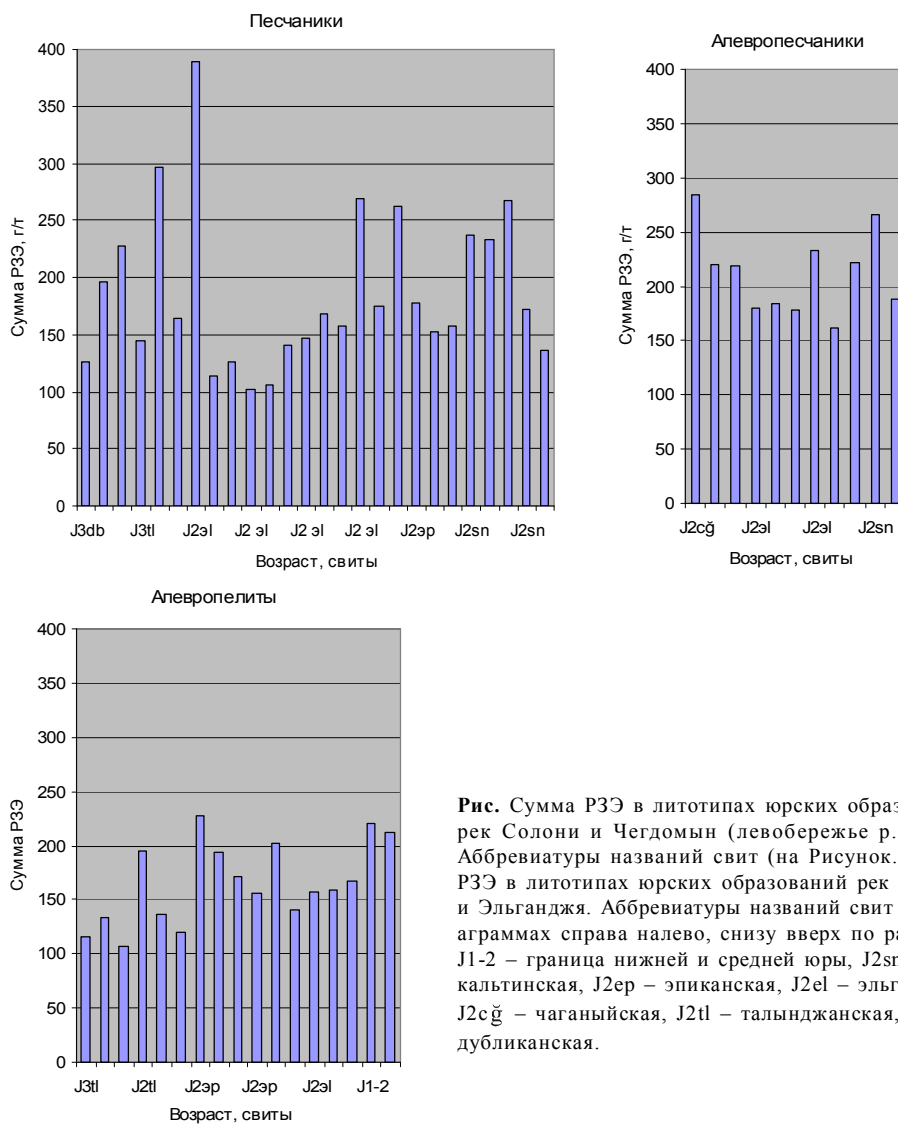


Рис. Сумма P3Э в литотипах юрских образований рек Солони и Чегдомын (левобережье р.Буря). Аббревиатуры названий свит (на Рисунке. Сумма P3Э в литотипах юрских образований рек Солони и Эльганджя. Аббревиатуры названий свит (на диаграммах справа налево, снизу вверх по разрезу): J1-2 – граница нижней и средней юры, J2sn – синкальтинская, J2ep – эпиканская, J2el – эльгинская, J2cġ – чаганыйская, J2tl – талынджанская, J3db – дубликанская.

Литература

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. «-е изд. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснит. зап. СПб.: Картография ВСЕГЕИ, 2003. 123 с. + 2 вкл.
2. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России / И.И. Сей, Т.М. Окунева, Т.Д. Зонова, Е.А. Калачева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
3. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 77–87.
4. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.

В.Д. Омельченко, В.Г. Кучма

**ВЛИЯНИЕ НАРУШЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
УГЛЕВОДОРОДОВ (УКРАИНСКИЙ РЕГИОН)**

Институт геофизики им.С.И.Субботина НАН Украины, г. Киев

Закономерности размещения и формирования месторождений углеводородов для нефтегазоносных структур Украины изучались на основе анализа геофизических исследований земной коры, полученных в основном по плотной сети профилей ГСЗ-КМПВ. По этим данным можно судить о её строении, наклоне основных горизонтов, их нарушенности, распределении физических параметров и т.д. На этой основе, с учётом имеющейся информации о размещении месторождений углеводородов, возможны оценки, путём сравнительного анализа, влияния тех или иных факторов на миграцию и размещение углеводородов.

Большое значение в структуре и истории формирования регионов Украины играли глубинные разломы. Анализ их проявления на различных уровнях показал, что плотность разломов в верхней части коры больше, чем в основании. В то же время, с глубиной нарастают вертикальные амплитуды разломов. Степень тектонической раздробленности поверхности фундамента и раздела М примерно одинакова и зависит от количества разломов и смещений пород по ним, что характеризуют общую величину разрывной деформации [1].

При региональном количественном рассмотрении разрывной тектоники резко выделяются области молодой складчатости и альпийских орогенных поднятий Карпат и Крыма. Как по поверхности фундамента, так и по разделу М наблюдаются наибольшие значения средних амплитуд разломов и общей тектонической раздробленности. Большие величины этих параметров и плотности разломов характерны также для основания коры раннепротерозойских геосинклинальных зон Украинского щита, под которым сохранились “корни” древних ныне размытых горных сооружений. Наименьшие значения рассматриваемых параметров свойственны наиболее значимым нефтегазоносным регионам Украины – Волыно-Подольской и Скифской плитам, молодой Черноморской впадине, Днепровско-Донецкой впадине и Донбасу. Следует отметить, что последние два региона занимают промежуточное положение, при этом наблюдается закономерное увеличение средних амплитуд разломов и общей тектонической раздробленности при переходе от Днепровско-Донецкой впадины к Донецкому складчатому сооружению. Таким образом, тектоническая раздробленность повышается с нарастанием геосинклинальных условий и становится наибольшей в типичных геосинклинальных областях мощных орогенных поднятий. Резкое преобладание максимумов молодой альпийской зоны и раннепротерозойских геосинклиналей Украинского щита над областями, испытавшими байкальскую, герцинскую и киммерийскую складчатости, позволят заключить, что земная кора претерпела наибольшие деформации в конце протогей и неогей, т.е. на рубежах крупнейших тектонических мегациклов.

Несколько другой показатель раздробленности фундамента по удельной плотности разломов на единицу площади показал, что нефтяные и нефтегазовые месторождения тяготеют к местам не нарушенного фундамента, а газовые – к более раздробленным областям.

Из приведенных данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии Украины можно сделать вывод о том, что нефтегазоносные провинции тесно связаны с особенностями глубинного строения коры. В региональном отношении эта связь выражается в том, что нефтегазоносные структуры располагаются в районах, где, вероятно, происходила и, возможно, происходит в настоящее время перестройка литосферы на границе кора-мантия. Прежде всего она проявляется в возникновении в низах коры слоя с повышенными скоростями сейсмических волн (7.6–7.8 км/с) – своеобразной “коро-мантийной смеси”. Процессы, вследствие которых происходит образование “смеси”, сложные, их нельзя объяснить только фазовыми превращениями. В ходе этих процессов, видимо, происходит выделение из верхней мантии углеводородов, которые мигрируя в верхнюю часть коры образуют скопления. Наиболее вероятно, что миграция углеводородов происходит по глубинным разломам, дробящим всю земную кору вплоть до её поверхности. Уместно напомнить, что многие глубинные разломы не доходят до дневной поверхности и затухают к консолидированной коре или в осадочных отложениях, где образуются структуры благоприятные для скопления нефти и газа.

Сопоставление с другими регионами показывает, что глубинные факторы (подъём раздела М и его нарушенность) играют важную роль в образовании крупных областей интенсивного опускания – потенциально нефтегазоносных бассейнов и продуктивных зон.

Практически повсеместно, за редким исключением, наблюдается обратная связь между глубиной залегания границы М и мощностью осадочного чехла, т.е. чем меньше глубина залегания раздела М, тем больше толщина чехла. Подъём раздела М связан, по-видимому, с возбужденным состоянием мантии, что создаёт термобарические условия способствующие генерации и миграции нефтяных углеводородов. Нефтяные и газовые месторождения закономерно приурочены к склонам выступов раздела М, которым соответствуют обратные склоны седиментационных бассейнов. По-видимому, такая обстановка наиболее благоприятна для образования месторождений и их прогнозирования. Пространственное положение раздела М и его оптимальная раздробленность определяют место, форму и глубину нефтегазоносных бассейнов и, наряду с другими упомянутыми выше факторами, генерацию, направление миграции и накопление нефтяных углеводородов.

Литература

1. Чекунов А.В., Кучма В. Г. Показатель тектонической раздробленности // Докл. АН УССР. 1978. № 12. С. 1082–1084.

Н.А. Петровская

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ**

ОАО “Дальморнефтегеофизика”, г. Южно-Сахалинск

Акватория северо-западного сектора Берингова моря и сопредельных территорий является одним из перспективных регионов для развития в будущем нефте- и газодобывающей индустрии. Реальная нефтегазоносность доказана открытиями первых, хотя и мелких месторождений УВ в Анадырском и Хатырском осадочных бассейнах. Основными объектами исследований в рамках данной работы являются Ильпинский, Олюторский и Хатырский осадочные бассейны, изученность которых не выходит за рамки регионального этапа (рис. 1).

Основной объем геофизических исследований в этой части моря проводился ОАО “Дальморнефтегеофизика” в конце прошлого столетия и в первое десятилетие XXI века. В 2003 году в Ильпинском и Олюторском бассейнах проведены работы МОВ ОГТ 90* в объеме 3000 пог. км и аэрогеофизические исследования на площади 30 тыс. км². В Хатырском осадочном бассейне в полевой сезон 2007 года проведены комплексные геофизические работы, включающие сейсморазведку МОВ ОГТ 120* в объеме 5030 пог. км и набортную гравимагнитометрию.

В наземной части Хатырского осадочного бассейна в семидесятые-восьмидесятые годы XX века выполнен значительный объем параметрического и поискового бурения. Всего пробурено 28 скважин глубиной от 304 до 3313 м. В результате открыто Угловое месторождение нефти с извлекаемыми запасами нефти 1045 млн т (категория С₁) и 1645 млн т (категория С₂) соответственно, а также Анольское и Янракоимское промышленные газопроявления. Продуктивными являются отложения ваамочкинской, анольской и ионайской свит.

В разрезе верхней части земной коры Берингоморского региона на основе сейсмостратиграфического анализа выделены акустический фундамент и осадочный чехол, разделенные несогласием Фа. В кайнозойском осадочном чехле бассейнов, перекрывающем с угловым несогласием поверхность фундамента, прослеживаются три сейсмических горизонта 3, 2 и 1, отождествляемые с региональными стратиграфическими несогласиями. Осадочные бассейны различаются стратиграфическим диапазоном, формационным составом и мощностью комплексов выполнения. Мощность кайнозойского осадочного чехла в Ильпинском и Олюторском бассейнах достигает 5.0 км, в Хатырском превышает 7.5 км.

Возраст комплексов в Ильпинском и Олюторском бассейнах обоснован прямыми геологическими данными по Ильпинскому опорному разрезу [1] и определен как палеоцен-эоценовый, олигоцен-среднемиоценовый, средне-позднемиоценовый и плиоцен-четвертичный (рис. 2а). В Хатырском бассейне в осадочный чехол представлен палеогеновым, нижне-среднемиоценовым, средне-верхнемиоценовым и плиоцен-четвертичным структурно-стратиграфическими комплексами (рис. 2б). В основу расчленения осадочного чехла Хатырского осадочного бассейна положена стратиграфическая схема, базирующаяся на результатах бурения в наземной части бассейна [2]. При определении возраста использовались данные по ряду опорных

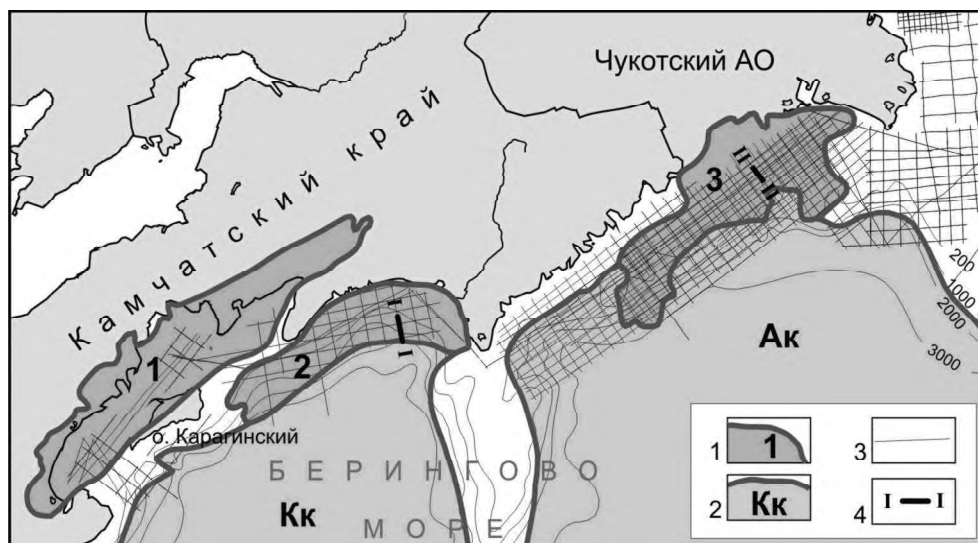


Рис. 1. Схема расположения осадочных бассейнов.

1 – контур осадочного бассейна и его номер: 1 – Ильпинский, 2 – Олюторский, 3 – Хатырский; 2 – глубоководная котловина: Ак – Алеутская, Кк – Командорская; 3 – сейсмический профиль; 4 – сейсмический разрез по линии.

разрезов, а также время проявления геологических процессов на прилегающей суше и сопредельных акваториях.

Ильпинский и Олюторский осадочные бассейны являются элементами Олюторской тектонической зоны [3]. Структурный стиль зоны определяется широким развитием надвиговых и покровно-складчатых форм. Океанические, окраинно-морские и островодужные структурно-вещественные комплексы, образующие пакеты тектонических покровов и пластин, смяты в сложные складки нескольких генераций большой амплитуды и надвинуты по Ватынскому глубинному разлому на флишоидные образования Укэляйтской тектонической зоны, выделенной в составе Корякско-Западно-Камчатского блока.

Ильпинский осадочный бассейн занимает акваторию Карагинского залива и часть прилегающей суши северо-восточной Камчатки, южной Корякии и о-ва Карагинский. Протяженность бассейна, составляет 540 км, ширина – 85 км. Северо-западный борт Ильпинского осадочного бассейна образован Вывенско-Ватынским глубинным разломом, а южнее перекрыт Апукско-Вывенским вулканическим поясом. Юго-восточный борт бассейна накладывается на поднятия Говена и Карагинское, на юго-западе ограничением бассейна служит Хавывенский массив. Современная структура бассейна характеризуется четко выраженной продольной тектонической зональностью структурных элементов, ориентированных в северо-восточном направлении.

Олюторский осадочный бассейн расположен в акватории одноименного залива и прослеживается вдоль побережья Корякского нагорья на 250 км при ширине 45–60 км. Простираение бассейна, имеющего дугообразную форму, изменяется от северо-восточного до юго-восточного. Бассейн характеризуется асимметричным строением – максимальная мощность кайнозойских отложений (свыше 5.0 км) сосредото-

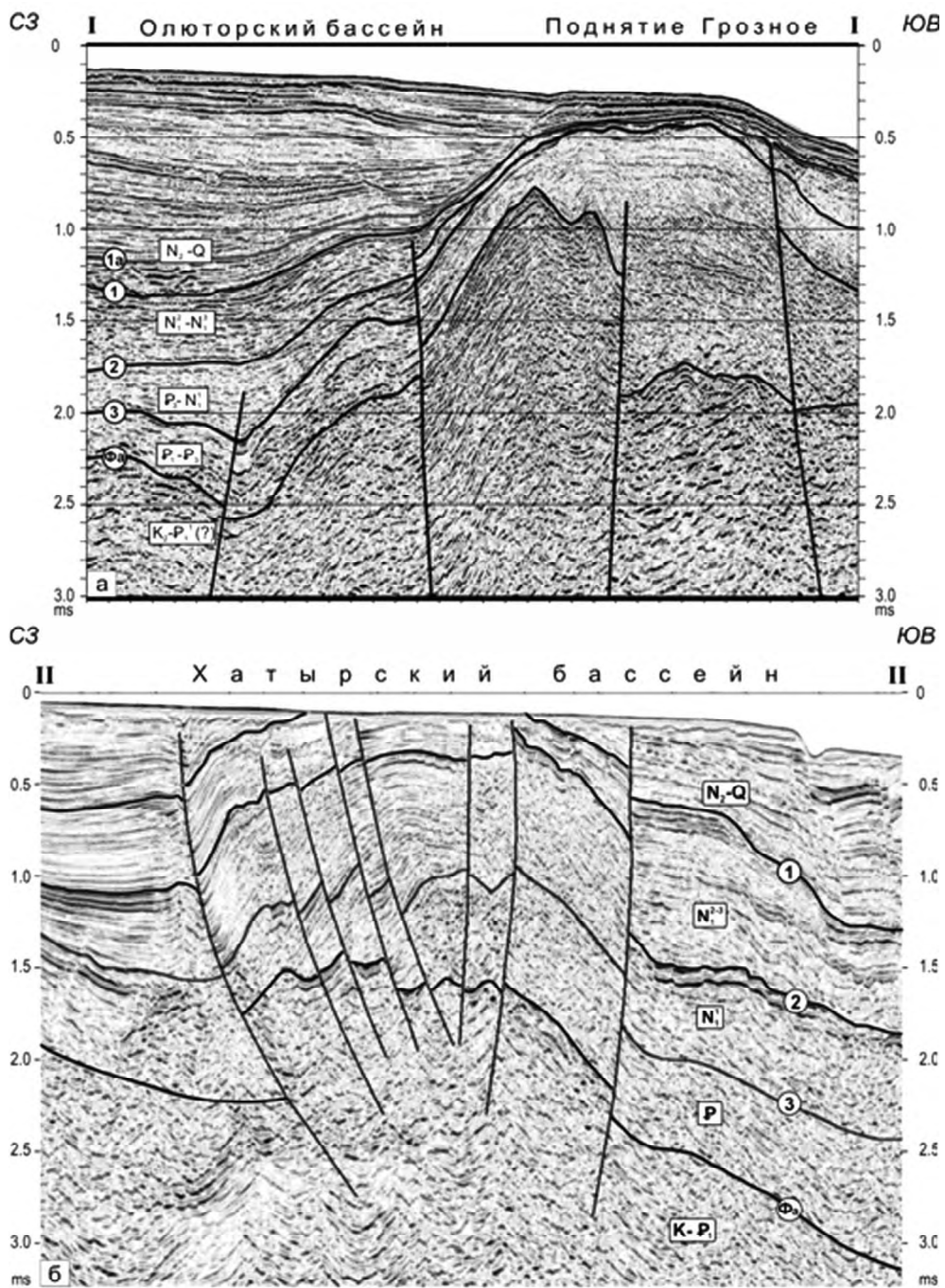


Рис. 2. Фрагменты временных разрезов: а – по линии I-I, б – по линии II-II.

чена на северо-западном борту бассейна вблизи Пахачинского взбросо-сдвига. Юго-восточным ограничением Олюторского бассейна является система диагональных, кулисообразно сочленяющихся Краевого, Пылгинского и Грозного поднятий, отделяющих его от глубоководного Командорского бассейна.

Хатырский бассейн располагается на стыке Алькатваамской, Эконайской и Олюторской тектонических зон. Незначительная его часть захватывает приморскую равнину. Простирается бассейн, имеющего в плане трапециевидную форму, северо-восточное, протяженность достигает 300 км, площадь – 25.9 тыс. км² (в том числе наземной части 3.89 тыс. км²). С севера бассейн ограничен Хатырским надвигом, с северо-запада – Обширным поднятием, на востоке ограничением бассейна является Наваринское поднятие. Южная граница бассейна проводится по протяженному Центрально-Хатырскому разлому сбросового типа дугообразной формы, приуроченному практически на всем протяжении к бровке современного шельфа. Бассейн отличается очень сложным геологическим строением, для него характерно широкое развитие разрывных нарушений, дисгармоничной складчатости, значительное проявление глинистого диапиризма. Некоторые исследователи в состав бассейна включают глубоководную Алеутскую котловину.

В Ильпинском и Олюторском бассейнах перспективными являются отложения палеоцен-эоценового и олигоцен-среднемиоценового комплексов. Преобладающий тип ловушек структурный постседиментационный и структурно-стратиграфический выклинивания. В Хатырском осадочном бассейне перспективен практически весь кайнозойский разрез за исключением верхнего плиоцен-четвертичного комплекса. Представлены ловушки различных морфологических и генетических типов: структурные (сводовые и тектонически экранированные) и структурно-стратиграфические (срезания и выклинивания).

Интересным поисковым направлением являются газогидраты, выявленные в российской части Алеутской глубоководной котловины на глубине моря от 0.6 до 2.6 км и образующие поля площадью до 1600 км². Впервые газогидраты были установлены при бурении скв. 185 на глубине 2.1 км. Позже в котловинах Алеутской и Бауэрса в результате специальных сейсмических исследований объемом более 25 тыс. пог. км было зарегистрировано 12000 скоростных аномалий, интерпретируемых как газовые гидраты и экранированные ими скопления свободного газа. Объем метана в этих проявлениях оценивается 31 трлн. м³ [4].

Литература

1. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский): Ч. I. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1994.
2. Митрофанова Л.И., Агапитов Д.И. и др. Разработка унифицированных стратиграфических схем кайнозойских отложений Сахалина и Чукотки. Южно-Сахалинск, 1989.
3. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
4. Barth G.A., Scholl D.W., Childs J.R. Bering sea velocity amplitude anomalies: Exploring the distribution of natural gas and gas hydrate indicators // AAPG. 2009. Memoir 89. P. 324–349.

Е.П. Развозжаева

**СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АНТИКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР
КЫНДАЛСКОГО ГРАБЕНА (БУРЕИНСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН)**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Кындальский грабен (КГ) является наиболее погруженной частью Буреинского осадочного бассейна, выделяемой в гравитационном поле отрицательной локальной аномалией [3]. В КГ пробурено несколько глубоких (более 3 км) скважин. По данным бурения в основании грабена лежат угленосные отложения верхнеюрской талынжанской свиты и верхнеюрско-нижнемеловой ургальской серии, выходящие на поверхность в обрамлении КГ. Сам грабен сложен, в основном, нижнемеловыми отложениями чагдамынской, чемчукинской, йорикской и кындальской свит континентального и прибрежно-морского генезиса общей мощностью 3–4 км [1].

Центральная, наиболее погруженная часть КГ, расположенная в нижнем течении рек Адникан, Дубликан, Солони, Ургал, хорошо изучена сейсморазведкой МОВ ОГТ как наиболее перспективный нефтегазопоисковый объект. По сейсмическим данным можно предположить, что КГ первоначально формировался как полуграбен с крутым юго-восточным бортом, ограниченным Ургальским разломом, и пологим северо-западным. Полуграбеновая структура хорошо видна на некоторых сейсмических профилях, например, на сеймопрофиле (СП) 9132_60 субширотного направления. Здесь Ургальский разлом выглядит как надвиг, которым он стал, вероятно, уже в постседиментационный период. А в период осадконакопления по нему происходили сбросовые или сдвиго-сбросовые дислокации, поскольку по данным [2] КГ формировался как присдвиговый. В период инверсии, Ургальский разлом явился упором, вдоль которого сформировались антиклинальные структуры. Формирование складок сопровождалось воздыманием и размывом верхних слоев. Вдоль северо-восточного борта также происходило воздымание по Кындалскому разлому, субпараллельному Ургальскому. По сейсмическим материалам эти разломы, ограничивающие в настоящее время грабен, имеют в целом северо-восточное простирание. На временных разрезах СП и по некоторым скважинам установлен взбросо-надвиговый их характер. По сейсморазведочным данным в пределах грабена выделено несколько антиклинальных приразломных структур. Ургальская, Солонийская, Дубликанская и Урканская структуры расположены в зоне Ургальского надвига. Западно-Адниканская и Усть-Солонийская находятся в зоне Кындальского. Адниканская газоносная структура ограничена Адниканским разломом, субпараллельным Ургальскому и Кындалскому надвигом. В пределах трех структур пробурены глубокие скважины, из них 3 – на площади Ургальской структуры (1ПР глубиной 3012 м, 1П – 3102 м и 2П – 3006 м), 1 – в Солонийской (1С глубиной 3459 м) и 1 – в Адниканской антиклинальной структуре (1А глубиной 3167 м). В скважине 1ПР отмечены нефте- и газопроявления в отложениях ургальской серии и чагдамынской свиты, в 2П – газопроявления в чемчукинской свите и в ургальской серии. В скважине 1С выявлен коллектор, содержащий УВ в чемчукинской свите. Скважина 1А вскрыла 4 газоносных пласта в кындальской свите ($K_{1,2}$). Данные бурения позволяют сделать вывод о продуктивности всех стратиграфических подразделений КГ.

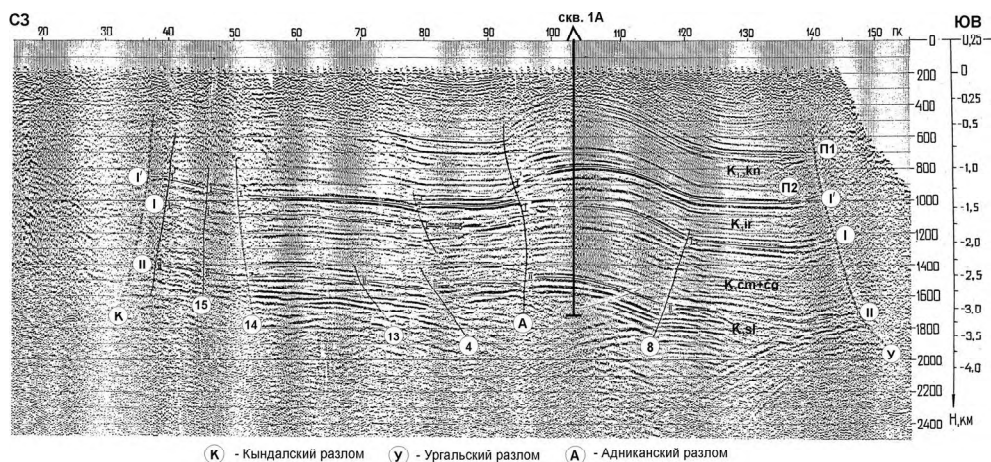


Рис. Временной разрез, показывающий поперечное строение Кындальского грабена и пересекающей Адниканскую антиклинальную структуру (по материалам Л.А. Токаревой, 1993г.).

Среди изученных бурением структур только в Адниканской установлена промышленная газоносность. Адниканская антиклинальная структура (ААС), расположенная в междуречье Адникана и Южной Эльги, приурочена к одноименному разлому, ограничивающему структуру с запада. Разлом можно отнести к взбросо-надвику. В отличие от Ургальского и Кындальского этот разлом является локальным и затухает за пределами структуры. ААС замкнута по изопаките 1400 м маркирующего горизонта I', ее размеры составляют 8×2.5 км. Структура вытянута в северо-восточном направлении. В волновом поле на всех сейсмопрофилях уверенно прослеживается маркирующий горизонт I' двухфазным отражением доминирующей амплитуды, приблизительно приуроченный к подошве кындальской свиты (рис.). Относительно уверенно прослеживается горизонт II вблизи кровли солонийской свиты (ургальской серии). Горизонт I, приуроченный к подошве йорикской свиты, является также маркирующим горизонтом, четко проявленным на большей части КГ, но в пределах ААС он не выразителен. В кындальской свите два продуктивных пласта П1 и П2 и два пласта, где зафиксирован газ с водой. Все они приурочены к хорошо выделяемым по каротажу пластам повышенного удельного сопротивления, отвечающим песчаникам. Аргиллиты, служащие крышкой, имеют пониженные значения этого параметра. На временных разрезах песчаным продуктивным пластам П1 и П2 соответствуют достаточно выдержанные среднеамплитудные отражения. Толщи аргиллитов характеризуются низкоамплитудными отражающими горизонтами (рис.).

Северо-восточнее ААС от Ургальского надвига ответвляется разлом, ограничивающий крупное поднятие северо-восточного простирания. Северо-западный борт поднятия довольно пологий, юго-восточный ограничен Ургальским разломом. Поднятие осложнено несколькими более мелкими складками: на юге Дубликанской, далее Солонийской антиклинальными структурами. В северо-восточном направлении поднятие постепенно сужается и замыкается Ургальской структурой.

Дубликанская антиклинальная структура с обеих сторон ограничена разломами. С юго-востока – Ургальской зоной разломов, представленной серией нарушений. С севе-

ро-запада ее ограничением служит надвиг с большой амплитудой смещения (по данным Л.А. Токаревой, 1994 г.). В юго-западной части она составляет приблизительно 500 м, на северо-восточном замыкании структуры амплитуда смещения по надвигу становится меньше. В настоящее время проводятся сейсморазведочные работы 3D на лицензионном участке, включающем Адниканскую и Дубликанскую структуры, для уточнения структурных построений. На существующем материале увязка отражающих горизонтов по площади очень неоднозначна. Следует отметить, что в отличие от газоносной ААС Дубликанская структура в большей степени осложнена разломами. На сейсмических разрезах разломы представляют собой зоны потери корреляции.

Солонийская антиклинальная структура представляет собой малоамплитудную складку, практически не выраженную на продольных сейсмических разрезах. Ургальская структура на поперечных СП выглядит как гемиянтиклиналь. В наиболее узком месте в зоне Ургальского разлома пробурена скважина 4П, менее интересная в нефтегазоносном отношении, чем скважины 2П и 1ПР, расположенные южнее. Например, к западу от скважины 2П на СП 8832_42 наблюдаются линзовидные и клиновидные тела и структуры выклинивания. Безусловно, интерес представляет Урканская антиклинальная структура, расположенная в южной части изученной сейсморазведкой площади и пересеченная всего двумя сейсмическими профилями.

С востока к зоне Кындальского разлома примыкают Западно-Адниканская и Усть-Солонийская структуры. Они представляют собой малоамплитудные широкие поднятия, осложненные разломами. Здесь возможны ловушки выклинивания, приразломные, связанные с линзовидными и клиновидными телами, наблюдаемыми на временных разрезах.

В целом в поле отраженных волн наибольшее распространение имеют разноамплитудные субпараллельные сейсмофации различной протяженности. Для ургальской свиты характерны высокоамплитудные низкочастотные невыдержанные отражения, отвечающие озерно-болотной и аллювиальной обстановке осадконакопления. По описанию керна она представлена преимущественно переслаиванием алевролитов и аргиллитов с пластами угля. В кровле отмечаются пласты песчаников крупнозернистых, которые на временных разрезах, вероятно, обуславливают отражающий горизонт П. В погружениях отражающие горизонты становятся более выдержанными, наблюдается циклическое переслаивание высоко- и низкоамплитудных отражений, что указывает на обстановку осадконакопления в условиях относительно глубокого озера.

Сейсмостратиграфический анализ временных разрезов позволяет сделать следующие предварительные выводы. Существовало два основных этапа формирования современной структуры КГ. На первом этапе, соответствующем позднеюрско-раннемеловому времени, происходило осадконакопление в преимущественно континентальных условиях на территории, площадь которой превышала современные размеры КГ. В ургальское время (волга-валанжин) существовала озерно-болотная и аллювиальная обстановки осадконакопления, в чагдамынское-кындальское (готеривранний апт) преобладала озерная и лагунная. По всей видимости, формирование бассейна осадконакопления происходило в условиях растяжения [2], в узле сопряжения северо-восточных и субмеридиональных разломов – правосторонних сдвигов. В постседиментационный период, вероятно, в позднем мелу, произошла инверсия, растяжение сменилось сжатием в направлении СЗ-ЮВ, что привело к формирова-

нию антиклинальных структур в пределах осадочного чехла КГ. Южная часть КГ претерпела максимальное сжатие. Вдоль СВ разломов, по которым в период седиментации происходили сдвиго-сбросовые дислокации, произошло воздымание и надвигание восточного и западного обрамления на КГ с размывом верхних осадочных слоев. По гравиметрическим данным [3] и дешифрированию аэрофотоснимков (Васькин, 2006) во время инверсии проявились также преимущественно субширотные (от ЗСЗ до ВСВ) правосторонние сдвиги.

Среди антиклинальных структур самой перспективной является приуроченная к локальному Адниканскому разлому ААС. Ее газоносность уже доказана при бурении скважины 1А. Дубликанская структура также является перспективной, но по сейсмическим данным она в большей степени нарушена разломами по сравнению с Адниканской. Солонийская структура, слабо выраженная на продольных сейсмических профилях, оказалась непродуктивной по данным бурения скважины 1С, но в чемчукинской свите выделены пласты битуминозных песчаников, которые в благоприятных структурных условиях могут быть продуктивными. В Ургальской структуре вскрыто несколько пластов, из которых получены притоки газа, воды с газом и нефтью. На временных разрезах выявлены локальные структуры выклинивания, линзовидные и клиновидные тела, приразломные структуры, которые потенциально могут служить ловушками УВ. В заключение можно констатировать, что КГ является весьма перспективным объектом в отношении углеводородного сырья и требует постановки современных сейсмических исследований с последующим поисково-разведочным бурением.

Работа выполнена в рамках научного проекта ОНЗ РАН-1 “Геология, глубинное строение, оценка УВ потенциала осадочных бассейнов Восточноазиатской континентальной окраины на новой методологической основе”.

Литература

1. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеан. геология. 1994, № 6. С. 107–121.
2. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
3. Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1987. № 2. С. 78–84.

Ю.Н.Смирнова, А.А.Сорокин, Ю.В.Смирнов

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕ-
ПОЗДНЕЮРСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ЗЕЯ-ДЕПСКОГО ПРОГИБА ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Зея-Депский прогиб является одним из целого ряда прогибов, расположенных вдоль южного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса, сложенных интенсивно деформированными мощными толщами осадочных пород мезозойского возраста. В его строении [6] принимают участие морские верхнетриасовые (калахтинская, малокалахтинская и наптаргинская свиты) и среднеюрские (багоноская свита) терригенные образования и пресноводно-континентальные отложения средней – поздней юры (аякская, депская свиты и нижняя подсвита молчанской свиты) и нижнего мела (верхнемолчанская свита). Эти отложения перекрывают разновозрастные комплексы западной и северо-западной окраины Мамынского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Для всего разреза характерно наличие значительного количества вулканогенных пород. Складчатые структуры, сложенные морскими осадками представлены конседиментационными брахиформными коробчатыми и гребневидными складками. Континентальные отложения смяты в простые, плавные, широкие складки с пологими углами падения и флексурными изгибами пластов [1].

Геодинамическая обстановка формирования Зея-Депского и, во многом подобно ему, Верхнеамурского прогибов дискуссионна. Л.П. Зоненшайн с соавторами сопоставлял их с пассивными континентальными окраинами [2], тогда как Л.М. Парфенов с соавторами не исключал их орогенную природу [3]. В этой связи следует отметить, что на основании специализированных исследований показано, что осадки Верхнеамурского прогиба по своим геохимическим особенностям отвечают осадкам, образующимся в орогенных условиях [7, 11].

В данной работе приведены результаты исследований химического состава песчаников средне-верхнеюрских отложений аякской, депской свит и нижней подсвиты нижнемолчанской свиты Зея-Депского прогиба.

На диаграмме Ф. Петтиджона с соавторами $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ [4] фигуративные точки состава песчаников исследуемых свит компактно локализируются в поле граувакк. В то же время на диаграмме А.А. Предовского [5], основанной на соотношении частной глиноземистости и фемичности точки состава песчаников располагаются в поле малоглинистых пород в аркозовой, субграувакковой и граувакковой частях.

Для реконструкции состава пород в источнике сноса использовались диаграммы, основанные на содержании микрокомпонентов - $(\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O})$ [9] и $(\text{CaO}+\text{MgO}-\text{SiO}_2/10-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [8], которые свидетельствуют о доминировании в области сноса кислых и средних по составу магматических пород с участием рециклированных осадков (рис. 1). Данный вывод согласуется с результатами факторного анализа, выполненного по методике Б. Розера и Р. Корша [12].

Для реконструкции палеогеодинамических обстановок осадконакопления использовались диаграммы Р.М. Бхатия и К.А. Крука [9, 10], в основу которых положена тенденция увеличения содержаний $\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO}$, TiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и уменьшения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ от песчаников океанических островных дуг к островным

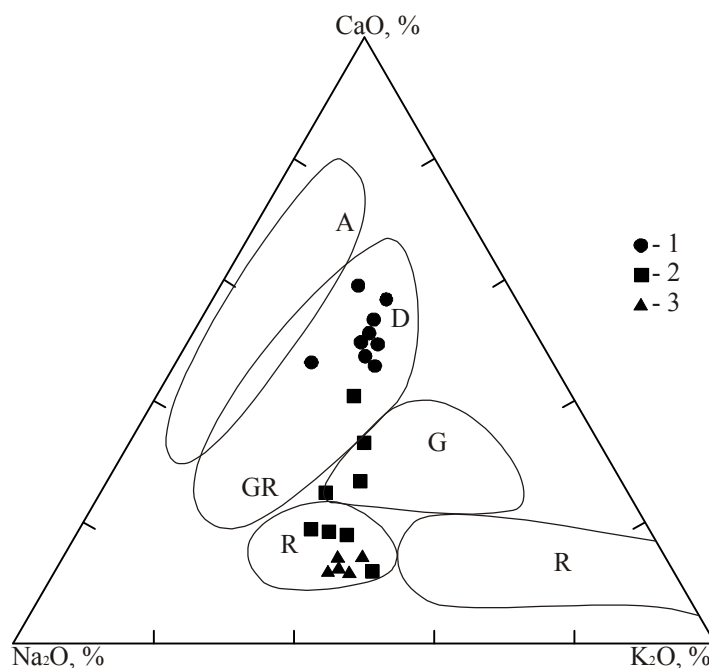


Рис. 1. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ [9] для терригенных пород Зейя-Депского прогиба. Условные обозначения: песчаники 1 – аякской свиты, 2 – депской свиты, 3 – нижней подсвиты нижнемолчанской свиты. Поля: A – андезиты, D – дациты, GR – гранодиориты, G – граниты, R – рециклированные осадки.

дугам на континентальной коре, затем к активной и пассивной континентальным окраинам. На диаграммах $\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO}-\text{TiO}_2$ (рис. 2), $\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ фигуративные точки рассматриваемого прогиба соответствуют осадкам активной континентальной окраины и островной дуги.

В целом, можно отметить, что по своим геохимическим особенностям осадочные породы Зейя-Депского прогиба не соответствуют породам, формирующимся в обстановке пассивной континентальной окраины и близки к осадочным образованиям Верхнеамурского прогиба.

Если учесть, что наиболее молодые палеоокеанические образования Монголо-Охотского пояса датируются ранней юрой [3], то формирование Зейя-Депского (как и Верхнеамурского) прогиба сложно связать с обстановкой активной континентальной окраины или островной дуги, как следует из использованных диаграмм (см. выше). Однако, тектоническую и магматическую активность, выразившуюся в специфике геохимического состава толщ Зейя-Депского прогиба, можно объяснить коллизионными процессами, и, в таком случае признать орогенную природу прогиба.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (гранты 09-II-CY-08-004, 11-III-B-08-211).

Литература

1. Геология зоны БАМ. Геологическое строение / Под редакцией Е.А. Козловского. Л.: Недра, 1988. 443с.

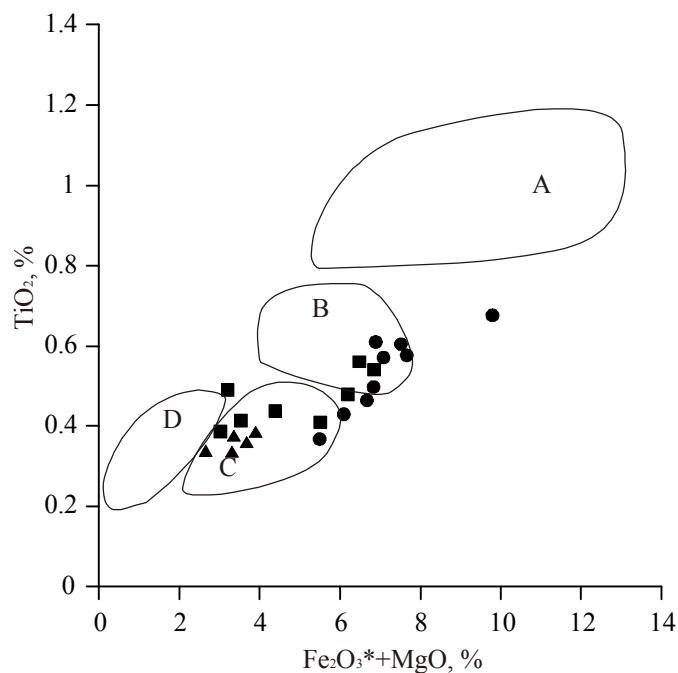


Рис. 2. Диаграмма $\text{Fe}_2\text{O}_3^*+\text{MgO}-\text{TiO}_2$ [9, 10] для терригенных пород Зeya-Депского прогиба. Fe_2O_3^* – общее железо в виде Fe_2O_3 . Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. Условные обозначения на рис. 1.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т.1. 327с.
3. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, №5. С. 24–43.
4. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
5. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
6. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990.
7. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Смирнов Ю.В. Первые сведения о геохимических особенностях ниже- и ниже-среднеюрских отложений Верхнеамурского прогиба (Восточная Азия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 98–99.
8. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
9. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. V. 91. N 6. P. 611–627.
10. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
11. Li J., He Z., Mo S et al. The late Mesozoic orogenic processes of Mongolia-Okhotsk orogen: evidence from investigations into deformation of the Mohe area, NE China // Journ. of Geoscientific Res. Northeast Asia. 1999. 2. P. 172–178.
12. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94. N 5. P. 635–650.

О.А. Сорокина, Ю.В. Помигуев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ АМУР: ОТ УСТЬЯ Р. ЗЕЯ ДО ХИНГАНСКОГО УЩЕЛЬЯ

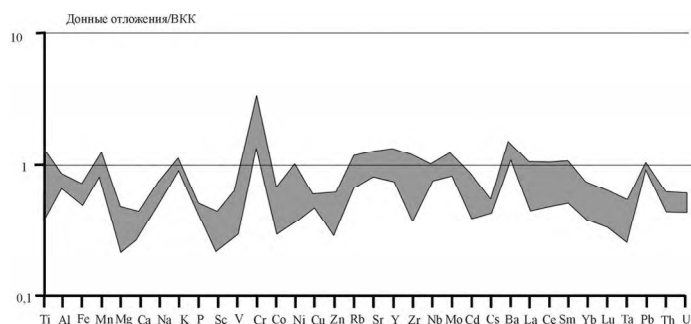
Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Река Амур является одной из крупнейших водных артерий восточной Азии. Основное русло и притоки Амура пересекают разновозрастные геологические комплексы. До недавнего времени наиболее древними из них считались условно докембрийские метаморфические образования [1]. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов метаморфических пород этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связано не с докембрийским, а с палеозойским и мезозойским этапами геологической истории [2, 3, 7]. Значительным распространением в пределах описываемого региона пользуются палеозойские и мезозойские магматические образования, а также осадочные комплексы палеозойского Ольдойского и мезозойского Верхнеамурского палеобассейнов [1]. Наиболее молодыми образованиями региона являются рыхлые отложения Амуро-Зейской депрессии.

В данной работе представлены результаты исследования распределения элементов в донных отложениях долины реки Амур в интервале от приустьевой части реки Зей до Хинганского ущелья. Таким образом, был исследован фрагмент долины среднего течения реки Амур протяженностью около 70 км.

Оценивать закономерности распределения химических элементов можно опираясь как на абсолютные, так и на относительные концентрации. Учитывая, что р. Амур пересекают разновозрастные и разнообразные по составу геологические образования представляется целесообразным в качестве эталона сравнения для донных осадков этой реки использовать средневзвешенный состав верхней континентальной коры [5] (рис. 1). Такая процедура в последнее время часто используется при исследовании химических особенностей донных осадков [4, 6].

Анализ мультиэлементных графиков, свидетельствует о следующем. В сравнении с составом верхней континентальной коры исследуемые донные осадки в определенной степени обеднены такими элементами, как Al (9.9–13.4 ppm), Fe (2.3–3.2 ppm), Mg (0.5–1.1 ppm), Ca (1.1–1.8 ppm), Na (1.9–2.9 ppm), P (0.08–0.1 ppm), Sc (3.0–5.8 ppm), V (32–69 ppm), Co (113–286 ppm), Cu (12–15 ppm), Zn (20–46 ppm),



Cd (0.04–0.06 ppm), Cs (1.9–2.4 ppm), Ta (0.26–0.38 ppm), Th (4.7–6.7 ppm), U (1.2–1.7 ppm). Содержания Ti (0.20–0.67 ppm), Mn (0.06–0.09 ppm), K (2.9–3.9 ppm), Ni (16–45 ppm), Rb (74–131 ppm), Sr (280–451 ppm), Y (16–79 ppm), Zr (72–600 ppm), Nb (9–12 ppm), Mo (1,2–1,8 ppm), Ba (608–826 ppm), Pb (17–18 ppm), REE достигают уровня таковых в верхней континентальной коре, а концентрации Cr (113–286 ppm) несколько выше верхнекоровых значений.

В целом, можно отметить, что по своим геохимическим особенностям донные отложения исследуемого фрагмента долины реки Амур в значительной степени соответствуют составу постархейским кратонным осадкам по [5]. Не выявлены повышенные концентрации элементов – индикаторов техногенного зазряжения.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 09-III-09-496.

Литература

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
2. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. // Новые данные о возрасте реперных магматических комплексов Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Т. 1. 2007. Иркутск: ИЗК СО РАН, С. 118–119.
3. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Буря-Цзямусинский супертеррейн) // Докл. РАН. 2009. 424. 5. С. 644–647.
4. Gaillardet J., Duprй B., Allйgre C.J. Geochemistry of large river suspended sediments: Silicate weathering or recycling tracer? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63, Is. 23/24. P. 4037–4051.
5. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. –Blackwell: Scientific. Publ., 1985. 312 p.
6. Viers J., Duprй B., Gaillardet J. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database // *Science of the Total Environment*. 2008. V. 407, Is. 2. P. 853–868.
7. Wilde S.A., Fuyuan Wu, Xingzhou Zhang. Late Pan-African magmatism in the northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // *Prec. Res.* 2003. 122. P. 311–327.

Р.Б. Шакиров

ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИЙ ГАЗОГИДРАТОНОСНЫЙ ПОЯС

Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Западная и восточная окраины Тихого океана характеризуются распространением множества газогидратоносных районов (рис. 1). Данные районы объединяются в провинции, как правило соответствующие окраинным морям и могут быть представлены газогидратоносными Западнотихоокеанским и Восточнотихоокеанским поясами. Данные пояса объединяются в единый **Тихоокеанский газогидратоносный пояс** с “замком” в Беринговоморской газогидратоносной провинции.

Газогидраты (метаногидраты) обязаны своему появлению в целом активным геологическим процессам определяемым геодинамическим режимом и сейсмической активностью межплитных сочленений окраиннотихоокеанских литосферных плит. При этом западная часть Тихого океана является сейсмически и вулканически более активной окраиной по сравнению с восточным сектором. В работе рассмотрен Западнотихоокеанский газогидратоносный пояс представленный провинциями следующий морей: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Сулу-Сулавеси, Филиппинское и акваториями Австралии и Новой Зеландии. Наиболее представительные залежи газогидратов (многочисленные образцы массивных агрегатов) обнаружены в Охотском, Японском, Восточно-Китайском и северной части Южно-Китайского моря. В морях юго-западного сектора газогидраты обнаруживаются реже, что скорее всего связано с недостатком соответствующих морских исследований. Основные методы позволяющие с 80-х годов обнаруживать газогидраты: гидроакустическая съемка, высоко-разрешающее сейсмо-профилирование и геологическое опробование (взятие кернов трубочными пробоотборниками). Систематически газогидраты начали изучаться в западной части Тихого океана с 1988 г. (Охотское море, 34 рейс “Морской Геофизик”,

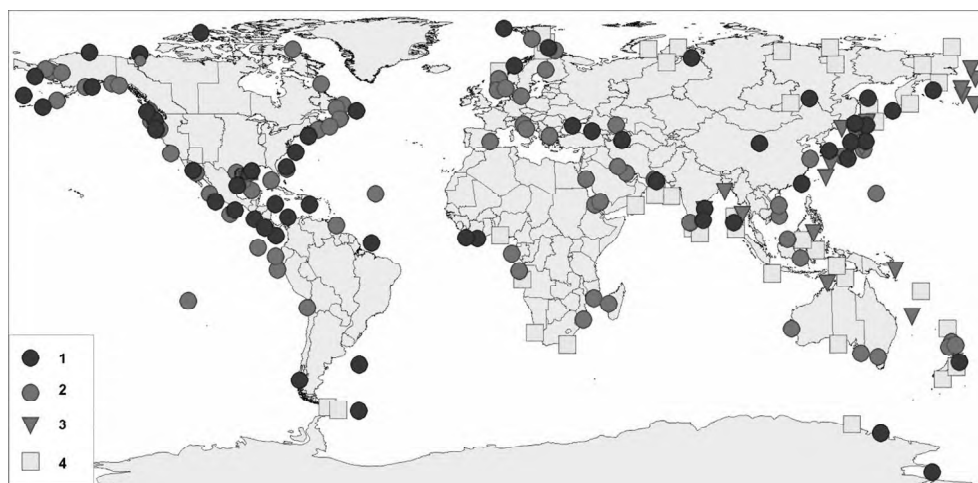


Рис. 1. Распространение газогидратов в Мировом океане.

1 – установленные, 2 – гидратоносные осадки, 3 – предполагаемые, 4 – потенциальные (главным образом по BSR термобарическим и газовым признакам).

руководитель работ Обжиров А.И.). Газогидраты формируются в условиях восходящих потоков метана (диффузных, фильтрационных, струйных) в верхних горизонтах осадочных бассейнов с мощностью выполнения до 10 км. Наиболее благоприятны проницаемые зоны в пределах активных разрывов составляющий структурный план глубинных разломов. Восходящие потоки метана обусловлены, главным образом, различными углеводородными скоплениями: нефтегазовыми и углегазовыми. Газовые гидраты обнаруживаются в широкой полосе глубин 300 (Охотское море) и 2.500 метров (Берингово море). В Охотском море находится одна из самых представительных гидратоносных провинций Тихого океана – площадью около 7.000 кв. км с начальными ресурсами гидратного метана $2 \cdot 10^{12}$ м³ (Обжиров, 2007). Образцы гидратов метана поднимаются, как правило, из плейстоцен-голоценовых отложений в интервале 0–10 м ниже поверхности дна. Однако доказана также гидратосноность второго этажа в интервале 250–500 м (север Южно-Китайского моря) и не исключается перспективность интервала 1500–2000 м (Нанкайский трог). Гидратообразующий метан в целом представлен смесью термогенной и биогенной компонент с изотопным составом углерода метана от -40 ‰ PDB до -65 ‰ PDB. Прослеживается преемственная генезисная и пространственная связь с нефтегазовыми и угленосными районами Тихоокеанского подвижного пояса. Предварительная оценка ресурсов газогидратного метана Западнотихоокеанского газогидратоносного пояса составляет $5-7 \cdot 10^{14}$ м³.

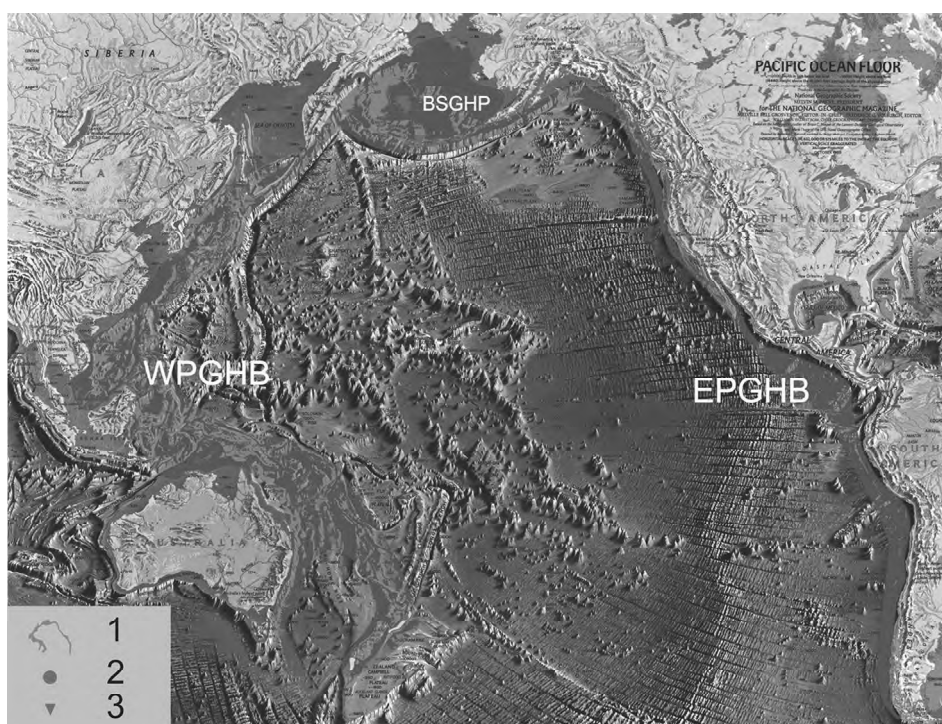


Рис. 2. Тихоокеанский газогидратосный пояс.

WPGHB – Западно-Тихоокеанский газогидратосный пояс; EPGHB – Восточно-Тихоокеанский газогидратоносный пояс; BSGHP – Берингоморская газогидратная провинция. 1 – Тихоокеанский газогидратоносный пояс, 2 – предполагаемые газогидратные районы (примеры), 3 – потенциальные газогидратные участки (примеры).

А.В. Яцук, А.И. Гресов

**РОЛЬ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ
УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ БИРОФЕЛЬДСКОГО ГРАБЕНА
СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

*Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток*

В основе исследования влияния структурно-тектонических факторов на распределение углеводородных газов лежат представления о том, что структурно-геологические зоны, формирующиеся в различных геолого-тектонических условиях, должны отличаться друг от друга по комплексу газогеохимических параметров. Таких как - концентрация газовых компонентов, молекулярная масса углеводородной фракции (Мув), газовая зональность и мощность зоны газового выветривания, газоносность горных пород, газонасыщенность подземных вод и др.

Газогеохимическая изученность состава углеводородных газов, газоносности угольных пластов и вмещающих пород Среднеамурского осадочного бассейна крайне низкая и неравномерная. Наиболее изученным является Бирофельдский грабен и прежде всего разведанное в его северо-восточной части Ушумунское бурогольное месторождение. Грабен представлен кайнозойскими озерно-аллювиальными отложениями с развитой системой коротких поперечных разломов северо-западного и субширотного простирания. Длина грабена 70 км, ширина 12–15 км, площадь грабена – порядка 900 км² [4].

Одним из основных структурно-тектонических факторов формирующих распределение углеводородов Бирофельдского грабена является глубина залегания угольных пластов и степень метаморфизма углей. На Ушумунском бурогольном месторождении установлено закономерное возрастание концентраций метана, углеводородных газов и метаносности угольных пластов с увеличением глубины залегания и степени метаморфизма угля [2].

Результаты исследований газопроницаемости в интервале глубин опробования 40–120 м для угля изменялись от 6 до 120 мД; для вмещающих пород (песчаники, алевролиты) от 0.1 до 2.4 мД [2]. Высокая газопроницаемость угольных пластов способствует миграции углеводородных газов и поступлению их в атмосферу.

Снежно-покровными газовыми съемками 2004, 2005 годов в Бирофельдском грабене были установлены аномалии УВГ – до 0.001 %, в том числе по СН₄ – до 0.0008 % [5, 6]. Максимальные концентрации УВГ (метана) фиксировались в пределах линейной зоны вдоль юго-восточного разлома Бирофельдского грабена. По результатам съемки было сделано предварительное заключение о миграционной роли разломов в процессах глубинной дегазации и дан положительный прогноз о перспективах нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений.

В результате комплексных газогеохимических исследований 2010 года (подпочвенная газовая съемка, методы определения качественного состава газа и газонасыщенности подземных вод) метан был установлен во всех пробах подпочвенного газа в концентрациях от 0.00009 до 0.006 %, водорастворенных газов – от 0.00021 до 18.40 % (6.4 см³/л). Углеводородные газы были представлены гомологическим рядом этан-бутан и их изоформами (этиленом, пропиленом и изобутаном). Максимальные

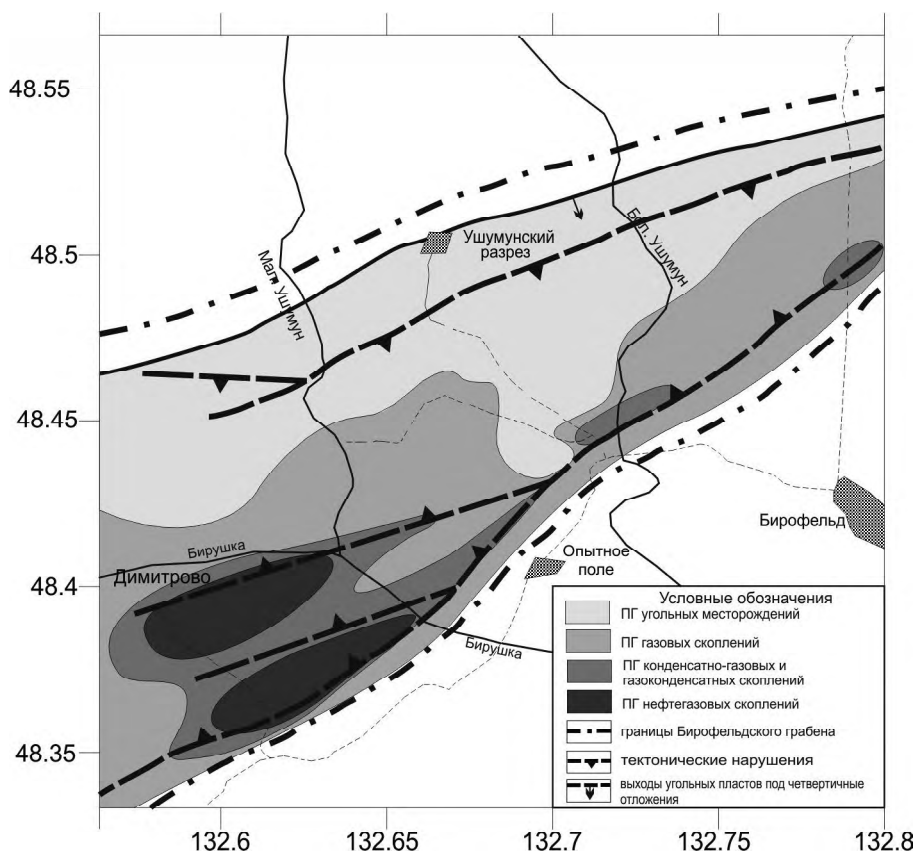


Рис. Схематическая карта газогеохимического районирования разных по происхождению углеводородных газов северо-восточной площади Бирофельдского грабена.

концентрации УВГ (метана) установлены на сложнодислоцированных тектонически нарушенных участках юго-восточного борта грабена, в зонах активной разгрузки подстилающих газонасыщенных и нефтегазоносных мезо-кайнозойских отложений. Минимальными концентрациями УВГ характеризуются центральные площади поднятий и прогибов грабена с максимальными мощностями глинистых перекрывающих угленосные свиты отложений и относительно меньшей тектонической нарушенностью.

Применение показателей молекулярной массы углеводородной фракции (Мув) позволило выделить в пределах Бирофельдского грабена группы сингенетичных и миграционных газов [1, 3]. К группе сингенетичных – отнесены углеводородные газы современных отложений с показателями Мув 16.04–16.08; углеметаморфогенные газы – (16.21–16.28) и газы газовых скоплений, связанные с вмещающими породами – (16.10–16.17). В целом, по-видимому, последние две зоны целесообразно рассматривать как единую газогенетическую систему УВГ угольных месторождений (Мув 16.1–16.3), связанную с метаморфогенными процессами преобразования органического (угольного) вещества (рис.).

В пределах северо-восточной части Бирофельдского грабена в зонах развития меловых эффузивных пород, разлома и его апофизов установлены УВГ с показателями Мув равными 17–18.6 и 18.6–20. Такие показатели Мув характерны для конденсатногазовых, газоконденсатных и нефтегазовых скоплений Дальнего Востока [3]. По предварительной оценке они отнесены к миграционным газам подстилающих угленосную толщу газоконденсатных и нефтегазовых залежей (рис.).

Заключение

1. Основными структурно-тектоническими факторами, влияющими на распределение углеводородных газов Бирофельдского грабена, являются: глубина залегания угольных пластов, вмещающих пород и их газопроницаемость, степень метаморфизма угля, мощность и литологический состав покровных отложений, тектонические условия и нефтегазоносность подстилающих отложений.

2. Исследованиями установлена вертикальная миграция УВГ газоконденсатных и нефтегазовых скоплений из меловых отложений, приуроченных к зоне простирания Бирофельдского глубинного разлома и его апофизов.

3. Вследствие комплексного воздействия структурно-тектонических факторов в угленосной толще наблюдаются процессы полигенезиса УВГ и наличие сингенетичных и миграционных газов.

4. Выявленные в результате газогеохимических исследований закономерности распределения углеводородных газов не только позволяют положительно оценить перспективы нефтегазоносности Бирофельдского грабена, но и могут быть использованы в дальнейших газогеохимических и нефтепоисковых работах.

Литература

1. Велев В.Х. Молекулярная масса углеводородной фракции и весовое распределение компонентов C_1 – C_5 в природных газах разных генетических типов. Сб. Органическая геохимия нефтей, газов и органического вещества докембрия. М.: Наука, 1981. С. 22–28.
2. Гресов А.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока и перспективы её промышленного освоения. Т. I. Углеметановые бассейны Приморья, Сахалина и Хабаровского края. Владивосток: Дальнаука, 2009. 247 с.
3. Гресов А.И. Газогеохимическое классифицирование углеводородных газов углеводородноносных бассейнов Востока России // Тихоокеан. геология. 2011. № 1. С. 105–121.
4. Меркулова Т.В., Кириллова Г.Л. Строение и перспективы нефтегазоносности северных звеньев Итунь-Иланьской ветви системы разломов Тан-Лу // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 55–75.
5. Развозжаева Е.П., Кириллова Г.Л., Рапопорт В.П. О газоносности кайнозойских грабенов Среднеамурского осадочного бассейна по результатам газогеохимической съемки снежного покрова // Наука Северо-востока России – начало века: Материалы Всерос. конф., посвящ. памяти акад. К.В. Симакова в честь его 70-летия. Магадан, 2005. С. 201–205.
6. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (Серия “Осадочные бассейны Востока России” / Гл. ред. А.И. Ханчук; Т. 3).

РАЗДЕЛ VI

БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СТАБИЛЬНЫХ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

**Е.В. Аникина¹, А.А. Краснобаев¹, А.И. Русин¹, К.И. Лохов²,
И.Н. Капитонов³**

**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКОНОВ ИЗ ДУНИТОВ
(НИЖНЕТАГИЛЬСКИЙ МАССИВ) И ГАББРО (ВОЛКОВСКИЙ МАССИВ)
ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

¹*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
г. Екатеринбург*

²*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

³*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

В работе проводятся результаты изучения состава РЗЭ и Lu-Hf изотопной системы цирконов из дунитов Нижнетагильского массива и из различных (оливин-анортитовых и лабрадорových) габбро Волковского массива с целью выявления общих закономерностей цирконообразования и возможной геохронологической и генетической интерпретации полученных данных.

В Платиноносном поясе Урала (ППУ) дуниты, клинопироксениты и оливиновые габбро объединяются в единый комплекс пород, происхождение которого до настоящего времени является предметом острых дискуссий. Датирование этого комплекса различными изотопными методами так же не привело пока к однозначному результату. Sm-Nd методом в дунитах, клинопироксенитах и оливиновых габбро фиксируются вендские (560–620 млн лет) события [4], а Rb-Sr изотопным методом для пород этого комплекса получены девонско-каменноугольные датировки [5]. U-Pb возраст цирконов из дунитов и оливиновых габбро дает разброс значений от позднего архея до карбона.

В сообществе цирконов из дунитов Нижнетагильского массива выделяется три основных возрастных группы: 2852 ± 59 – 2656 ± 21 млн лет; 1608 ± 56 – 564 ± 19 млн лет и 495 ± 10 – 463 ± 7 млн лет [1, 3, 6]. Цирконы архейского возраста в дунитах интерпретируются либо как реликтовые, отвечающие минимальному возрасту исходного мантийного субстрата [1], либо как новообразованные, близкие по времени генерации дунита в мантии [3]. Обсуждается возможность их заимствования из древних пород коры поднимающимся базитовым расплавом и последующего осаждения преимущественно в ультраосновных кумюлятах [6]. Цирконы протерозойской группы представляют собой, скорее всего, результат поздних преобразований архейских цирконов, и только палеозойская возрастная группа, наиболее вероятно, отвечает самостоятельному этапу цирконообразования.

Оливин-анортитовые габбро (ПЕ589) Волковского массива содержат полихронное сообщество цирконов, образующее четыре возрастных группы: 2706 ± 24 – 984 ± 23 млн лет; 655 ± 15 – 565 ± 9 млн лет; 450 ± 12 млн лет и 343 ± 8 млн лет. Лабрадоровые габбро (К1-16) имеют секущие взаимоотношения с оливин-анортитовыми габбро, а их возраст, полученный Sm-Nd изохронным методом и составляющий 436 ± 21 млн лет, совпал с U-Pb (SHRIMP) датировками по цирконам 428 ± 7 млн лет. Кроме того, в этих габбро присутствует группа цирконов с конкордантным возрастом 341 ± 8 млн лет, морфологически и геохимически идентичная цирконам того же возраста в оливин-анортитовых габбро.

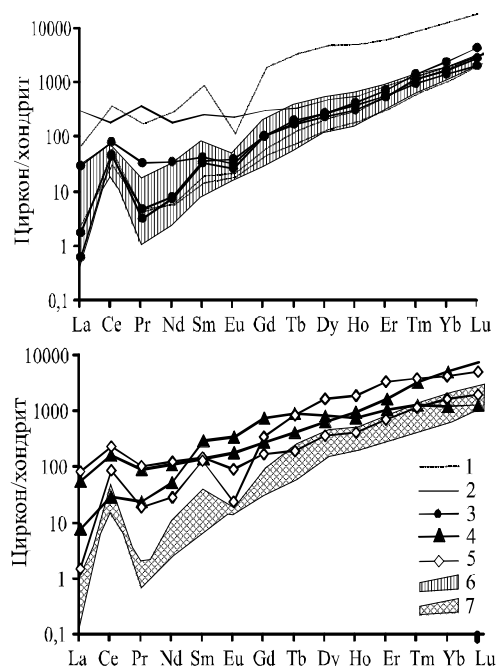


Рис. 1. Распределение рзэ в цирконе разных возрастных групп.

Пе589 – оливин-анортитовое габбро Волковский массив; К1-17 – лабрадорное габбро, Волковский массив; К2069 – дунит, Нижнетагильский массив.

1 – 341 ± 8 млн лет (К1-17); 2 – 343 ± 8 млн лет (Пе589); 3 – $495 \pm 10 - 463 \pm 7$ млн лет (К2069); 4 – $1586 \pm 34 - 696 \pm 29$ млн лет (К2069); 5 – $2706 \pm 24 - 984 \pm 23$ млн лет (Пе589); 6 – 428 ± 7 млн лет (К1-17); 7 – $655 \pm 15 - 565 \pm 9$ млн лет (Пе589). Состав хондрита по McDonough et al., 1995.

Цирконы архейско-протерозойского возраста и в дунитах (К2069), и в обоих типах габбро образуют разновозрастную гетерогенную популяцию широко варьирующих по содержанию U (34 – 1891 ppm), Th (5–560 ppm) и по величине Th/U отношения (0.2–1.47), кристаллов, несущих следы растворения, дробления и имеющих чаще всего характерную структуру «древнее ядро – оболочка». В этих цирконах отмечаются высокие суммарные количества РЗЭ (377–1723 ppm), а так же относительная обогащенность легкими лантаноидами (рис. 1), что обычно характерно для гидротермальных цирконов [9] или для цирконов, кристаллизующихся из кислых пород, в частности, из архейских тоналитов Гренландии [11]. Заметное обогащение древних цирконов U и легкими РЗЭ ставит под сомнение возможность их мантийного происхождения. Вместе с тем, изотопный состав Hf (рис. 2) указывает на ювенильный источник цирконов, близкий деплетированной мантии, а существенный разброс значений ϵ_{Hf} (+6.3 ... -16.2) означает, что цирконы имели различающиеся по Lu-Hf –отношению источники и, скорее всего, принадлежали разным породам. Таким образом, вопрос происхождения архей-протерозойских цирконов как в дунитах, так и в габбро пока не имеет однозначного решения.

Если в дунитах вендские датировки цирконов относятся к преобразованным древним зернам, то в оливин-анортитовых габбро цирконы с конкордантным возрастом 650–565 млн лет образуют представительную группу кристаллов магматического облика с умеренным содержанием U (68–306 г/т), Th (46–638 г/т) и Th/U = 0.4–1.6. В них наблюдается однотипный спектр распределения РЗЭ с крутым положительным наклоном ($\text{La}/\text{Yb} < 0,001$) (рис.1). По геохимическим характеристикам эти цирконы, отвечают “сухим” окислительным условиям кристаллизации, вероятно, из базальтоидного расплава. [7 и др.] Значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ располагаются вблизи величин, характеризующих хондритовый резервуар (рис. 2). ϵ_{Hf} составляет -1.5 ... +5.

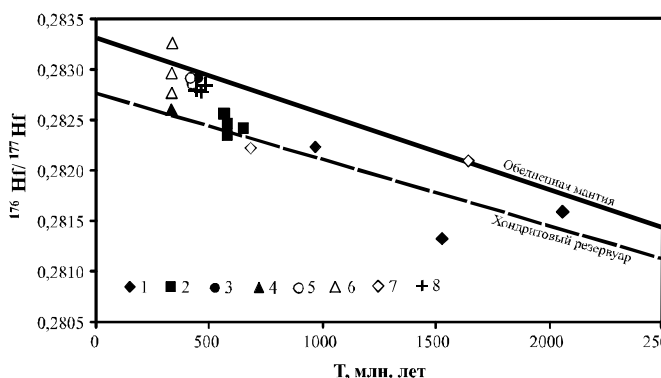


Рис. 2. Первичные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах в зависимости от их U-Pb возраста. ПЕ589 – оливин-анортитовое габбро, Волковский массив; К1-17 – лабрадоритовое габбро, Волковский массив; К2069 – дунит, Нижнетагильский массив. ПЕ589: 1 – $2706 \pm 24 - 984 \pm 23$ млн лет; 2 – $655 \pm 15 - 565 \pm 9$ млн лет; 3 – 450 ± 12 млн лет; 4 – 343 ± 8 млн лет (T); К1 16: 5 – 428 ± 7 млн лет; 6 – 341 ± 8 млн лет; К 2069: 7 – $1586 \pm 34 - 696 \pm 29$ млн лет; 8 – $495 \pm 10 - 463 \pm 7$ млн лет.

Вендские цирконы могли кристаллизоваться из расплава, параметр $e\text{Nd}(T)$ в источнике которого, исходя из уравнения корреляции для Земной совокупности пород “terrestrial array” (ТА) [10], мог составлять $-1 \dots +4$, что приблизительно соответствует базальтам океанических островов или внутриплитным базальтам [8]. Однако, измеренная величина $e\text{Nd}(T)$ существенно выше и составляет $+6 \dots +7$, а вендские цирконы, соответственно, оказываются ниже области корреляции (ТА) и на этом основании могут считаться заимствованными, не отвечающими возрасту оливин-анортитовых габбро. Вместе с тем, возраст этих цирконов совпадает с известными Sm-Nd датировками 500–560 млн лет для аналогичных породных комплексов ППУ и позволяет считать оливин-анортитовые габбро вендскими. Высокие значения $e\text{Nd}(T)$ при такой интерпретации могут быть объяснены существенным нарушением Sm-Nd системы в породе на постмагматической стадии, сопровождающимся увеличением радиогенного Nd, дополнительным источником которого могло бы быть относительно древнее вещество с высоким Sm-Nd – отношением, эквивалентное деплетированной мантии.

Верхнекембрийско-нижнесилурийские цирконы из дунитов (463–495 млн лет), оливин-анортитовых габбро (450 млн лет) и лабрадоритовых габбро (428 млн лет) практически идентичны по морфологии и геохимическим особенностям.

При умеренных концентрациях U (54–838 г/т) и Th (23–654 г/т) и $\text{Th}/\text{U} = 0.5 - 1$, все цирконы этой возрастной группы имеют двойственный характер распределения РЗЭ (рис. 1), выражающийся в появлении цирконов как с “магматическим” распределением РЗЭ, так и обогащенных легкими лантаноидами, что обычно характерно для цирконов, кристаллизующихся при участии флюида. Практически одинаковые и относительно высокие значения $e\text{Hf}$, составляющие $+13.7$ в оливин-анортитовых габбро, $+11.4$ в лабрадоритовых габбро и $+12.2$ в дунитах свидетельствуют о том, что эти цирконы могли иметь общий источник ($T_{\text{DM}} \text{Hf} = 0.5 - 0.6$ млрд лет) с более высоким Lu/Hf-отношением по сравнению с источником цирконов древних возрастных групп.

Таким образом, морфологическое и геохимическое сходство цирконов верхнекембрийско-нижнесилурийского возраста в дунитах и в габбро должно означать, что они имеют общий источник, эквивалентный деплетированной мантии, и близкие условия кристаллизации. Такой вывод не противоречит представлениями окумулятивном генезисе дунит-клинопироксенит-габбровой серии, формирующейся в длительный промежуток времени: с позднего кембрия до раннего силура. Вместе с

тем, одинаковые условия цирконообразования в дунитах и габбро могли быть реализованы и при относительно высокотемпературных метаморфогенно-метасоматических процессах, приводящих к полному переуравновешиванию Lu-Hf и Sm-Nd систем в этих породах. Иными словами, если рассматривать дуниты как древние мантийные блоки, интегрированные в структуру оливин-анортитовых габбро вендского возраста, то группу геохимически идентичных верхнекембрийско-нижнесилурийских цирконов следует считать метасоматической, возможно, маркирующей время выведения комплексов в верхние горизонты коры.

Самые молодые цирконы девонско-каменноугольного возраста присутствуют как в дунитах [6], так и в обоих типах габбро Волковского массива. Для последних характерны высокие концентрации U до 1946 г/т, Th до 1554 г/т, широкие вариации Th/U-отношения (1–0.1), обогащенность легкими РЗЭ (рис. 1) и существенный разброс значений $eHf = +2.0 \dots +24$ (рис. 2). Все перечисленные особенности “молодых” цирконов согласуются с их метаморфическим происхождением, а результаты изучения плагиоклаза из лабрадорских габбро активационным методом $^{40}Ar-^{39}Ar$ свидетельствуют о том, что возрастной рубеж 340 млн лет может фиксировать процесс зеленокаменного метаморфизма в низкотемпературных и приповерхностных условиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00911-а), Конкурсных программ УрО РАН (проекты № 09-Т-5-101 и 09-И-5-2001) и СПбГУ (гранты 3.37.81.2011 и 3.37.86.2011).

Литература

1. Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. Цирконология дунитов Нижне-Тагильского массива (Средний Урал) // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 6. С.809–813.
2. Краснобаев А.А., Беа А., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия в Тагильском мегасинклинии // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 6. С. 785–790.
3. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Докл. РАН, 2009. Т. 427, № 1. С. 101–105.
4. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 1. С. 104–109.
5. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Дж. Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 3. С. 373–377.
6. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13, N 6. P. 407–412.
7. Belousova E. A., Griffin W.L., O'Reilly S. Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
8. Gracham S., Lambert D.D., Shee S.R., Pearson N.L. Juvenile lithospheric mantle enrichment and the formation of alkaline ultramafic magma sources: Re-Os, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systematics of the Norseman melnoites, Western Australia // Chem. Geol. 2002. V. 186. P. 215–233.
9. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637–648.
10. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarede F. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 168. P. 79–99.
11. Whitehouse M.J., Kamber B.S. On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implications for Earth's earliest magmatic differentiation. Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 6442. P. 1–14.

Р.А. Бадмацыренова, Д.А. Оросев

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ АРСЕНТЬЕВСКОГО ГАББРО-СИЕНТОВОГО МАССИВА МОНОСТОЙСКОГО КОМПЛЕКСА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Массивы габбро-сиенитового формационного типа широко распространены в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): когтахский комплекс кузнецкого Алатау [1], гутарский комплекс Восточного Саяна [2], зубовский комплекс Тувы [3], массивы Западной Монголии [4, 5] и др. В Западном Забайкалье к этому формационному типу относится Арсентьевская группа массивов, входящий в состав моностойского интрузивного комплекса, которые всегда были объектом пристального внимания исследователей [6, 7, 8, 9]. Повышенный интерес к данным образованиям обусловлен прежде всего тем, что они, наряду с другими расслоенными базит-ультрабазитовыми комплексами, являются продуктами плавления вещества верхней мантии и поэтому могут быть источником сведений о внутреннем строении и составе нижних горизонтов земной коры и верхней мантии.

Арсентьевский массив расположен на юго-восточном склоне хребта Моностой в его центральной части, в 4–5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой, расположенных на левом берегу р. Селенги. В плане он имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении, и занимает площадь около 20 км². Сложен массив породами габброидной и сиенитовой серий. Габброиды слагают его южную часть, а сиениты – северную [9]. Породы первой серии образуют ряд от ультрамафических разновидностей (пироксенитов) до анортозитов, которые участвуют в концентрически зональном строении интрузива. Центральная часть сложена анортозитами, окаймленными лейкократовыми габбро и трахитоидными оливиновыми габброидами. Судя по магнитометрической съемке, интрузив продолжается в юго-западном направлении еще на несколько сотен метров. В целом габброидная часть интрузива в разрезе имеет форму пологой асимметричной воронки с центром, несколько смещенным к югу. Сиениты относятся к более поздним образованиям. В пределах массива широко развиты жилы гранитных пегматитов и габбро-пегматитов, дайки кислых и средних пород. В массиве отмечено титаномагнетит-ильменитовое оруденение [6, 10, 11].

Минеральный состав магматических пород определяется составом исходного расплава и фациальными условиями его кристаллизации: глубиной, температурой начала кристаллизации, составом и концентрацией в магме летучих компонентов. Типоморфными минералами, определяющими парагенезисы интрузивных пород массива, являются оливин, плагиоклаз, пироксены, амфиболы, калиевый полевой шпат, титаномагнетит и ильменит.

Оливин в качестве породообразующего встречается в породах расслоенной серии только в габбро и оливиновом габбро. В проходящем свете он бесцветен, обладает резким рельефом и отчетливой шагреневой поверхностью. Оливин характеризуется зернами изометрической, округлой и удлиненной овальной формы, сильно катаклазированы. Трещины катаклаза заполнены рудными минералами. Размеры их достигают 0.5 мм. Железистость оливинов (f) варьирует от 34 до 44. Мес-

тами наблюдается венцовая структура, когда вокруг зерен оливина образуется каемка ортопироксена или керсутита. Оливин иногда полностью замещается гиперстеном, с дальнейшим образованием структуры распада магнетита в последнем. Отмечаются также сростки оливина и гиперстена, в котором развиты структуры распада магнетита, вокруг таких сростков наблюдается каемка керсутита. На контакте оливина и плагиоклаза развиты реакционные каемки амфибол-шпинелевого состава. Оливин во всех породах незональный.

Моноклинный пироксен в разном количестве присутствует во всех породах расслоенной серии. В оливиновых габбро он ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. В пироксенитах его взаимоотношение с плагиоклазом свидетельствует о совместной кристаллизации этих минералов. Внутреннее строение зерен неоднородное, встречаются трещины катаклаза, заполненные рудными минералами. Отдельные зерна с серыми цветами интерференции первого порядка сдвойникованы. Вокруг некоторых зерен клинопироксена биотит образует друзитовую микроструктуру. Часто авгит замещается керсутитом в виде ксеноморфных выделений. В некоторых зернах проявляется плеохроизм от серых до коричневых тонов, что обусловлено присутствием в пироксене титановой составляющей. В большинстве случаев он изометричной формы, размером до 0.16 мм, с совершенной спайностью. Состав клинопироксенов соответствует диопсид-авгитовому ряду $Wo_{41-47}En_{39-41}Fs_{11-17}$ [12] с железистостью (f) от 20 в оливиновых габбро до 28 в породах краевой фации (монцодиоритах). В пироксенах в направлении от ранних к поздним дифференциатам содержание железа, титана, кальция и марганца увеличивается, магния и алюминия – уменьшается.

Ромбический пироксен в породах массива встречается редко. В оливиновых габбро отмечается в виде ксеноморфных по отношению к оливину кристаллов, в виде каемок вокруг зерен оливина. По отношению к плагиоклазам и клинопироксенам зерна ортопироксена, как правило гипидиоморфны, местами ксеноморфны. Часто на контакте ортопироксена с рудными минералами формируется каемка керсутита, образуя друзитовую микроструктуру. В пироксенах встречаются структуры распада магнетита и диопсида. В габбро вокруг пироксена развиты вторичные каемки амфибола тремолит-актинолитового ряда. Состав ортопироксена соответствуют гиперстену $Wo_{1.1-1.3}En_{62-72}Fs_{26-36}$.

В породах Арсентьевского массива присутствуют амфиболы паргасит-керсутитового ряда, представленные керсутитом [13]. В габбро он встречается в виде обособленных или образующих скопления изометричных зерен округлой формы 0.02 до 1 мм в диаметре, вытянутых пластинок, призм, табличек с волнообразными границами длиной до 1.5 мм. В пироксенитах керсутит образует каемки на контакте магнетита и плагиоклаза, постепенно переходящие в каемки амфибол-шпинелевого состава. Появление магматических амфиболов указывает на то, что кристаллизующийся расплав был интенсивно насыщен водой. Вхождению титана в амфиболы способствует увеличение щелочности, а также присутствие летучих (наличие в породах апатита) и алюминия.

В габброидах *роговая обманка* помимо самостоятельных зерен, наблюдается в виде каймы или развивается по трещинкам в зернах клинопироксена вплоть до полного их замещения. В сиенитах I фазы магнезиальная роговая обманка образует идиоморфные зерна. Амфибол наблюдается в виде изометричных зерен округлой и

неправильной формы, вытянутых призм, табличек и пластинок, нередко корродирован биотитом и поздним актинолитом. В оливиновых и габброидах с ильменит-титаномагнетитовой вкрапленностью роговая обманка характеризуется высокими содержаниями Fe и Ti по сравнению с сиенитами.

Амфиболы тремолит-актинолитового ряда являются наиболее поздними образованиями. Обычно это мелкие ксеноморфные выделения в виде прерывистой каймы вокруг зерен пироксенов и роговой обманки.

Плагиоклаз в оливиновых габбро ксеноморфен по отношению к оливину. В нижних горизонтах плагиоклаз представлен лабрадором (An_{51-52}), в анортозитах - андезином (An_{45}). В габбро иногда наблюдаются две генерации плагиоклаза, причем состав зерен второй генерации (An_{20-24}) обычно соответствует составу краевых частей крупных зональных кристаллов. Плагиоклаз первой генерации представлен андезином (An_{45-50}). В сиенитах расслоенной серии плагиоклаз отвечает олигоклазу (An_{10-32}). Плагиоклаз из сиенитов второй фазы соответствует альбиту (An_{10}). Основность плагиоклаза в расслоенной серии уменьшается от оливиновых габбро к сиенитам первой фазы. Сравнительно малая основность плагиоклаза, возможно, объясняется общей повышенной щелочностью породы, что согласуется с представлениями А. М. Виленского [14] о зависимости состава плагиоклаза от общей щелочности породы.

Плагиоклаз является одним из минералов-носителей Sr и Ba наряду с апатитом.

Калиевый полевой шпат (ортоклаз) в сиенитах наблюдается в виде небольших (до 0.5 мм) таблитчатых выделений, располагающихся в интерстициях темноцветных минералов. Для зерен ортоклаза характерно решетчатое строение, обусловленное микропертитовыми и пертитовыми вростками альбита. Для ортоклаза характерно высокое содержание Ba (до 2.72 мас. %). При переходе от первой ко второй фазе сиенитов сильно возрастает содержание калия при некотором снижении натрия и падением кальция, то есть роль калишпата, по сравнению с плагиоклазом, существенно возрастает.

Выводы

Петрографические и минералогические данные позволяют сделать вывод о процессах, происходящих во время кристаллизации расплава и об изменениях состава расплава в ходе кристаллизации:

1. Широкое развитие амфибола, биотита и апатита (F-apatит) указывает на относительную обогащенность магмы летучими компонентами и определяет ее повышенную щелочность.

2. Присутствие керсутита и биотита с высокими содержаниями TiO_2 (до 6 мас. %) свидетельствует о повышенном содержании титана в исходном расплаве.

3. Изучение составов породообразующих минералов: оливина, клинопироксена и плагиоклаза – свидетельствуют о наличии скрытой расслоенности в разрезах Арсентьевского массива. Так вверх по разрезу с нарастанием железистости клинопироксенов от 20 до 28 и железистости оливина от 34 до 44 понижается номер плагиоклаза от An_{52} до An_{10} . При этом в пироксене увеличивается содержание Ti и Al.

4. Закономерное изменения составов минералов от габброидов к сиенитам I фазы указывает на то, что породы расслоенной серии массива образовались в ходе кристаллизационной дифференциации из одного исходного расплава. В частности,

в плагиоклазах возрастает доля альбитовой составляющей и параллельно снижается доля анортита. Фигуративные точки составов породообразующих минералов образуют на диаграммах непрерывные ряды, нередко с частичным перекрытием полей составов.

Исследования проводятся в рамках Программы ОНЗ РАН № 2.1.

Литература

1. Кривенко А.П. Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск: Наука, 1973. 107 с.
2. Брынцев В. В., Секерин А. П., Меньшагин Ю. В., Сумин Л. В. Габбро-сиенитовая формация Главного Саянского разлома, геохимия и петрогенезис // Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 41–53.
3. Ковалев П.Ф., Рогов Н.В. Зубовский апатитонбосный габбро-монцогранодиорит (граносиенит) – монцодиоритовый интрузивный комплекс Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл. 1981. Вып. 5. С. 120–129.
4. Кравцев А.В., Изох А.Э., Цукерник А.Б. Интрузивный магматизм Озерной зоны (МНР) // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 26–44.
5. Изох А.Э., Богнибов В.И., Поляков Г.В., Мельгунов М.С. Геохимические особенности и геодинамические условия формирования высокотитанистых габброидов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 5. С. 360–362.
6. Смирнов С.М., Перелыгина А.И. О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Монстой (Бурятская АССР) // Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. 1959. № 6. С. 3–12.
7. Богатиков О.А. Состав и генетические особенности титано-магнетитовой минерализации Арсентьевского массива в Бурятии. В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. М.: Наука, 1965. С. 199–227.
8. Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.
9. Бадмацыренова Р.А., Орсов Д.А. Титаноносный расслоенный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые U-Pb изохроны и изотопно-геохимические данные // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. С. 65–70.
10. Кислов Е.В., Гусев Ю.П., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А. Титаноносность Западного Забайкалья // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 3–12.
11. Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. Титаномагнетит-ильменитовое оруденение Арсентьевского габбро-сиенитового массива, Западное Забайкалье // Вестник Бурятского университета. Серия 3. География, геология. Вып. 7. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2006. С. 209–214.
12. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes (International Mineralogical Association) // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 1123–1133.
13. Leake B.E., Wooley A.R., Alps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kish H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird K., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 219–246.
14. Виленский А.М. Зависимость путей кристаллизации основных дифференцированных интрузий от режима щелочей в магме // Геология и полезн. ископаемые. Сб. 14. Серия геол. 1963.

В.Г. Гурович, Н.П. Романовский

**ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВОГО
МАССИВА ЛУКИНДА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Базит-ультрабазитовые образования юго-восточной части Селенгино-Станового орогенного пояса объединяются в Лукиндинский интрузивный комплекс раннего протерозоя [2]. Типичным его представителем является массив Лукинда, расположенный в верховьях р. Б.Ольдой ($54^{\circ}50'$ с.ш.– $123^{\circ}40'$ в.д.). Массив представляет собой расслоенное линзовидное тело, вытянутое в субширотном направлении на 16 км при ширине 5.5 км. Несмотря на сложное блоковое строение, устанавливается ряд закономерностей: в кровле массива широко развиты троктолит-габбровые породы, дуниты слагают тектонический блок, возможно, являющийся магмоподводящим каналом на начальной стадии формирования интрузива [1]. В подчиненных количествах установлены габбро-нориты, пироксениты и анортозиты.

На севере и северо-востоке породы массива прорываются гранитами мезозоя, на остальных участках базиты имеют преимущественно тектонические контакты с нижнепротерозойскими амфиболитами и гранитоидами позднестанового интрузивного комплекса. На небольшом (10–15 км) удалении от массива Лукинда практически со всех сторон закартирована большая группа мелких интрузивных тел – штоков и два массива размерами $(4-7) \times (1.5-2.5)$ км, сложенных расслоенными породами лукиндинского комплекса.

Дунит-трактолит-габбровый массив Лукинда изучался с начала 1960-х годов в связи с поисками и оценкой проявлений хромитовой и медно-никелевой минерализации. На массиве проведены значительные объемы горно-буровых работ и детальных геофизических исследований. Район в целом покрыт геологической съемкой масштаба 1 : 50 000. Геологические работы сопровождались отбором большого количества образцов горных пород, из которых более 400 относятся к образованиям лукиндинского комплекса.

Поскольку сведения о физических свойствах (плотность, магнитная восприимчивость) изложены только в отчетах Зейской геолого-съемочной экспедиции, авторы настоящего сообщения посчитали своей основной задачей систематизацию разрозненных петрофизических данных и на этой основе определение правомерности заключения о генетической общности всех пород массива Лукинда, сделанных ранее по результатам петрохимических и минералогических исследований [1.4].

В координатах средних значений плотности ($2.76-2.86$ кг/м³) и магнитной восприимчивости ($6.56-9.14 \times 10^{-3}$ ед.СИ) дуниты, троктолиты, габбро, габбро-нориты и пегматоидные габбро собственно массива Лукинда (таблица) формируют компактный ореол образований, близких не только по петрофизическим, но и по некоторым петрохимическим ($Fe_2O_3/Fe_2O_3 \cdot FeO$) показателям.

Установленные данные хорошо согласуются со средними значениями плотности (2.83 кг/м³ по 309 образцам) и магнитной восприимчивости (7.7×10^{-3} ед.СИ по 832 образцам) образований лукиндинского комплекса без разделения их по отдельным массивам и типам пород как это показано в справочнике 1987 г. [3].

Таблица

№п/п	Название породы	Плотность σ (кг/м ³)			Магнитная восприимчивость $\alpha \times 10^{-3}$ ед.СИ		
Массив Лукинда							
1	Дуниты	20	2,51-3,0	2,76	33	0,05-55,26	9,09
2	Троктолиты	56	2,59-3,0	2,80	130	0,11-74,10	9,14
3	Габбро, габбро-нориты	77	2,57-3,0	2,80	100	0,08-38,94	6,56
4	Габбро пегматоидные	5	2,80-2,97	2,86	10	0,15-47,30	7,26
5	Габбро рудные	14	3,01-4,57	3,27	13	0,4-138,0	49,18
6	Дуниты рудные	3		3,13	3		19,05
Малые интрузии							
1	Северная группа	12	2,61-3,01	2,94	12	0,45-13,39	2,3
2	Южная группа	41	2,55-3,0	2,76	60	2,4-50,24	21,67
3	Западная группа	10		2,79	10		12,60
4	Юго-Западный массив	24	2,68-3,05	2,80	24	0,63-66,57	14,64
5	Юго-Восточный массив	19	2,64-2,88	2,74	52	0,51-58,6	19,17

Примечание: число образцов, min-max, среднее значение.

В отличие от массива Лукинда средние значения плотности (2.74–2.94 кг/м³) и магнитной восприимчивости (2.3–21.6×10⁻³ ед.СИ) базитов-ультрабазитов малых интрузий в координатном поле рассеяны значительно больше. Отметим, что аномально высокая плотность (3.13–3.27 кг/м³) и магнитная восприимчивость (19.05–49.18 ×10⁻³ ед.СИ) отмечена только у рудных, интенсивно сульфидизированных пород массива.

Можно сделать вывод о генетической общности пород массива Лукинда и сопровождающих его малых интрузий при определенной дифференциации термодинамических условий формирования отдельных интрузивных тел.

Литература

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 204 с.
2. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток-Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 261 с.
3. Физические свойства горных пород Дальнего Востока (справочник, часть I). Владивосток: ИТиГ ДВО РАН, 1987. 212 с.
4. Щека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 133 с.

Г.Г. Дмитренко, А.Г. Мочалов

**РЕШАЮЩИЕ КРИТЕРИИ ФЛЮИДНО-МЕТАМОРФОГЕННОГО ОБРАЗОВАНИЯ
МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ОСТАТОЧНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ
КОМПЛЕКСАХ ОФИОЛИТОВ**

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

В восьмидесятых годах XX столетия было разработано положение о том, что большинство минералов платиновой группы (МПГ) в остаточных (реститовых) комплексах ультраосновных пород офиолитов имеют флюидно-меторфагенную природу. Их образование обусловлено перераспределением посредством флюида рудных компонентов (Cr, Fe, Ni, элементов платиновой группы (ЭПГ) и др.) в пределах локального объема ультраосновных пород, на разных стадиях их преобразования. Решающим минералогическим фактом этого заключения являлись включения МПГ в негативных (отрицательных) октаэдрических “кристаллах” серпентина (ОКС), хлорита и тремолита в акцессорных и рудных хромшпинелидах (рис.) [1–3, 7, 8]. Доклад посвящён исследованию таких ОКС в остаточных комплексах ультраосновных пород офиолитов Корякского нагорья.

Частичное плавление примитивного лерцолита (рестирование и формирование комплементарных выплавок) в спрединговых центрах на различных стадиях развития океанических бассейнов и в супрасубдукционных обстановках приводит к организации определенных офиолитов. Этот процесс обуславливает геохимическую дифференциацию и в отношении МПГ составляющих офиолитовые комплексы – реститовый, интрузивный и эффузивный. Минералы Os, Ru и Ir распространены в хромититах дунит-перидотитовых реститов, а интерметаллиды Pt в хромититах кумулятивного комплекса и подстилающих их дунитов [4, 5]. При этом в остаточных комплексах офиолитов не изменяется геохимический профиль перидотитов в отношении ЭПГ – $Pt > Pd > Ru \approx Os \approx Ir \approx Rh$, где незначительный потенциал МПГ находится в парагенезисе с хромшпинелидами. В тоже время множественность хромититовых рудопоявлений приводит к рассеиванию Os, Ir и Ru, что затрудняет кристаллизацию их “крупных” минеральных индивидов [6–8].

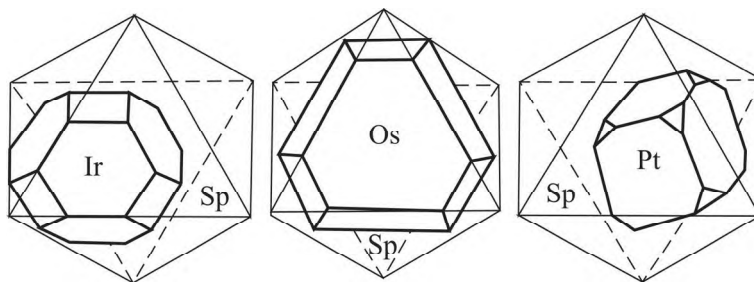


Рис. Зарисовка включений самородного иридия (Ir), самородного осмия (Os) и изоферроплатины (Pt) в тремолите, хлорите и серпентине (Sp), которые, в свою очередь, находились, как негативные (отрицательные) октаэдрические “кристаллы” в акцессорных и рудных хром-шпинелидах гарцбургитов, дунитов и пироксенитов остаточных комплексов офиолитов Корякского нагорья. Увел. $\times 150$.

В респитовых комплексах в ряду лерцолит – гарцбургит – дунит наравне с преимущественным распространением халькогенидной минерализации Os, Ir и Ru начинают приобретать значение твердые растворы этих же элементов. На этом фоне МПГ часто встречаются в виде включений в ОКС (см. рис.). Эти водные минералы распространены в интерстициях и в негативных (отрицательных) октаэдрических полостях хромшпинелидов. Часто на извлеченных ОКС можно наблюдать отпечатки индукционных граней хромшпинелида, свидетельствующие о росте со стороны включения. Очень важно, что набор гидроксилсодержащих силикатов-включений характерен как для хромититов, так и для акцессорных, идиоморфных, хромшпинелидов. При этом частота встречаемости включений ОКС в хромититах и акцессорных хром-шпинелидах не зависит от степени серпентинизации вмещающих пород. Примечательно, что состав ОКС заметно отличается от пороодообразующего лизардита, меньшей железистостью и постоянной примесью Cr и Ni. В ОКС был определен изотопный состав кислорода (ДВГИ ДВО РАН), показавший $d^{18} = +6,7\%$ и свидетельствующий о мантийном их происхождении.

Среди кристаллографически ограненных индивидов МПГ внутри прозрачных ОКС (рис.) обнаружены: самородный осмий, рутениридосмин, самородный иридий, изоферроплатина, туламинит, Ru-гексаферрум, Os – гексаферрум [9, 10], фаза – $(Ni,Fe)_3(Pt,Pd)$, аварунит с ЭПГ, лаурит, эрлихманит, ирарсит, фаза – $(Ru,Ir)_2(S,As)$, сперрилит. Большая часть этих МПГ, являются самыми распространенными минералами в остаточных комплексах ультраосновных пород офиолитов и связанных с ними россыпей (за исключением Ru-гексаферрума и Os – гексаферрума) [8].

Не менее важной в генетическом отношении, формой выделения МПГ является негативная (относительно хромшпинелида) октаэдрическая форма. То есть форма выделений индивидов или агрегатов МПГ отлична от их собственной габитусной симметрии. По существу, это негативный слепок октаэдрических пустот в хромите, как и в случае с ОКС. Такая псевдо октаэдрическая форма выделений больше всего встречается у твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe и Ni. Гексагональные и кубические твердые растворы Ru, Os, Ir с Fe и Ni внешне выглядят как монолитные октаэдрические образования (см. рис.), покрытые тонкой пленкой серпентина. Однако в полированных шлифах негативные “кристаллические” октаэдры образуют каркасные, скелетные и дендритные выделения твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe и Ni, пространство между которыми заполнено серпентином, хромовым хлоритом и тремолитом или пустотами. Внутреннее строение и степень заполнения октаэдрических пустот в хромите твердыми растворами Ru, Os, Ir с Fe и Ni различна – от макро- и микропористого сложения (часто с множеством трещин внутри зерна), до монолитного. Однако рентгенограммы таких “кристаллов” всегда соответствуют агрегату разно ориентированных субиндивидов. Т.е. во всем диапазоне составов твердые растворы Ru, Os, Ir с Fe и Ni характеризуются микроагрегатным строением – срастанием множества разно ориентированных тонкозернистых индивидов или криптоагрегатов. Этим же объясняется особенность в результатах химических анализов твердых растворах Ru, Os, Ir с Fe и Ni суммы минералообразующих элементов. А так же, в присутствие в них незначительных, а иногда и существенных, количеств Mg, Si, Al и других элементов, что обусловлено наличием в микропорах серпентина хлорита и амфибола.

Негативные “кристаллические” октаэдры микроагрегатов твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe и Ni, часто имеют зональное строение, обусловленное насыщеннос-

тью силикатов и пустот параллельно экзоконтактов стенок октоэдрической полости хром-шпинелидов. При этом силикатная компонента рудной массы (в виде серпентина), либо равномерно распределяется в микропорах микроагрегатов твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe и Ni, либо больше сосредотачивается ближе к эндоконтакту – внешней оболочкой “кристаллического” октаэдра. Нередко серпентин в твердых растворах Ru, Os, Ir с Fe и Ni, в свою очередь подчиняется гексагональному габитусу и организуется уже в негативных гексагональных “кристаллах”. Это обстоятельство ещё раз подчёркивает взаимно обусловленный генезис гидрооксидов и МПГ.

Реже негативные “кристаллические” октаэдры образуют каркасные, скелетные и дендритные выделения микроагрегатов ирарсита и аваруита с ЭПГ.

Часто негативные «кристаллические» октаэдры микроагрегатов твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe и Ni содержат включения лаурита, ирарсита, самородного осмия, рутениридосмина и самородного иридия, а также обнаружены индивиды других фаз: $(\text{Fe, Ni, Ru, Os})_2\text{S}$, $(\text{Fe, Ni, Ru, Os})_3\text{S}_2$, $\text{Ir}_2(\text{As, S})_5$ и др. При этом в ряде случаев индивиды лаурита, ирарсита, самородного осмия, рутениридосмина и самородного иридия, находясь в сростаниях, как с хромшпинелидом, так и с негативным “кристаллическим” октаэдром микроагрегатов твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe и Ni. Это в свою очередь свидетельствует о несколько ранней кристаллизации лаурита, ирарсита, самородного осмия, рутениридосмина, самородного иридия и хромшпинелидов. Иногда раньше закристаллизованные индивиды МПГ оказываются в негативном “кристаллическом” октаэдре хромшпинелида, вместе флюидными остатками ЭПГ, Fe, Ni, Cu, Mg, Si, Al, Ca и др., которые в результате последующей кристаллизации и образуют “кристаллические” октаэдры микроагрегатов твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe и Ni. В том случае, когда ранние МПГ успели приобрести характерный кристаллический облик они остаются таковыми в негативных “кристаллических” октаэдрах микроагрегатов твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe. В противном случае ранние МПГ обрастают различными твердыми растворами Ru, Os, Ir с Fe и Ni.

Другая форма выделения рудных минералов – в виде негативных (отрицательных) октаэдров заполнения, представлена никелевыми сульфидами, аваруитом и самородной медью. Наблюдается практически весь ряд негативных октаэдров – от собственно силикатных до силикатно-сульфидных и полностью сульфидных с тонкой, в несколько микрон, “рубашкой” серпентина. Фазовый состав сульфидных включений в октаэдрах серпентина, как правило, мономинеральный. Чаще всего они представлены хизлевудитом, пентландитом, миллеритом, орегонитом, реже встречаются индивиды маухерита, орселита, борнита, халькопирита и пирита. Иногда в сульфидах присутствуют ЭПГ. Вполне очевидно, что при наличии во флюиде хотя бы незначительных концентраций серы, например, в виде H_2S , эти рудные элементы должны фракционировать в энергетически предпочтительную для них сульфидную фазу.

Непосредственное участие флюида при становлении ультрамафитов остаточных комплексов и формировании в них рудных минералов находит свое подтверждение не только в присутствии ОКС с МПГ. Об этом же свидетельствуют и наличие высокобарических микровключений флюидной фазы в структуре породообразующих минералов. Так анализы газов (ИГМ СО РАН) хромшпинелида, оливина и ор-

топироксена показывают постоянное присутствие в них обычных для эндогенного флюида компонентов, при этом соотношение восстановленных (H_2 , CO) и окисленных (H_2O , CO_2) их модификаций варьирует в широких пределах. Это в свою очередь указывает на нестабильный режим окислительно-восстановительного потенциала в процессе преобразования мантийного субстрата при формировании остаточных комплексов офиолитов. На это же указывают соотношение восстановленных и окисленных модификаций газовых компонентов и температурные интервалы флюидоотделения из гексагональных твердых растворов Os, Ru и Ir – 350–600°C (45.2 мас. %) и 800–1000°C (54.8 мас. %) измеренных методом газовой хроматографии (СВКНИИ ДВО РАН).

Таким образом, негативные «кристаллические» октаэдры микроагрегатов твердых растворов Ru, Os, Ir с Fe и Ni, как и кристаллографически ограненные индивиды МПГ внутри ОКС, надо отнести к типоморфным минеральным агрегатам. Эти типоморфные агрегаты, в целом, определяют процессы экстрагирования, сепарирования и сегрегирования геохимически подвижных во флюидах ЭПГ. Они свидетельствуют, что на ранних стадиях флюидных флуктуаций перераспределяются наиболее подвижные в газовых средах – Ru, Os и Ir, и таким образом, происходит первичная сепарация и дифференциация ЭПГ с образованием рудных платинометаллических проявлений в остаточных комплексах ультраосновных пород офиолитов. Даже незначительных концентраций во флюиде серы достаточно для осаждения целого ряда металлов, включая Ru, Os и Ir в сульфидную фазу, что в целом согласуется с аксессуарным характером проявления сульфидной минерализации.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №10-05-00030-а.

Литература

1. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Аксессуары и рудообразующие хромшпинелиды некоторых дунит-перидотитовых массивов Коряжского нагорья // Записки ВМО. Ч. 115. Вып. 5. 1986. С. 569–581.
2. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. Минералы платиновых элементов в дунит-гарцбургитовом массиве Коряжского нагорья // Докл. АН СССР, 1987. Т. 295, № 1. С. 190–195.
3. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиновых минералах и хромшпинелидах из ультрамафитов // Докл. АН СССР, 1989. Т. 307, № 5. С. 1207–1211.
4. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Коряжского нагорья // Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 91 с.
5. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Коряжского нагорья. Ч. 1 и 2. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 140 с.
6. Мочалов А.Г. Россыпеобразующие формации минералов платиновой группы Дальнего Востока России // Рудные месторождения и процессы рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 367–386.
7. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Некоторые генетические аспекты платиноидного минералообразования // Генезис рудных формаций и практическое значение рудноформационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 117–123.
8. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144–167.
9. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Жерновский И.В., Рудашевский Н.С. Новый иридий–осмий–рутениевый тип (твердые растворы редких платиноидов с железом) платиноидной минерализации в хромшпинелидах альпинотипных ультрамафитов // Записки ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 5. С. 544–554.
10. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Рудашевский Н.С., Жерновский И.В., Болдырева М.М. Гексаферрум (Fe,Ru), (Fe,Os), (Fe,Ir) – новый минерал // Записки ВМО. 1998. № 5. С. 41–51.

А.С. Каретников

ОЦЕНКА ВОЗРАСТА ЧАДСКОГО МАССИВА (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ ЕГО УЛЬТРАМАФИТОВ)

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На территории Алданского щита известно несколько массивов ультраосновных – щелочных пород (Кондер, Чад, Сыбах, Инагли), сходных по строению и объединенных в одну группу – кондерский комплекс (по названию самого крупного из вышеперечисленных массивов – Кондерского, считающегося среди них эталонным по проявленности магматических, постмагматических и контактово-реакционных процессов) [2]. Все массивы кондерского комплекса состоят из дунитового ядра, дающего промышленные россыпи платины [1, 4], и опоясывающих его оторочек, сложенных породами разного состава. До середины 90-х годов прошлого столетия формирование массивов кондерского комплекса большинство авторов связывало с этапом мезозойской активизации Алданского щита [4]. Однако проведенное в последние годы палеомагнитное исследование наиболее древних пород Кондерского массива – его ультрамафитов (дунитов, клинопироксенитов и косьвитов) – позволило оценить возраст массива как позднепротерозойский (поздний рифей) [3]. В настоящей работе представлены результаты палеомагнитного исследования чадских ультрамафитов (дунитов, клинопироксенитов).

Чадский массив расположен на границе Омнинско-Батомгского поднятия с Улканским прогибом (Кондерский – на северной окраине поднятия). Породы Чадского массива обнажаются, как и породы Кондерского, среди архейских образований (маймаканская свита батомгской серии) фундамента и протерозойских отложений чехла платформы. Массив внешне очень напоминает Кондерский, но имеет меньшие размеры (диаметр его центральной части, сложенной дунитами, примерно 2 км, в отличие от диаметра кондерской дунитовой ядерной части, равной 5.5 км) и более простое строение (в ядерной части массива принимают участие только дуниты и клинопироксениты, косьвиты практически отсутствуют). Что касается возраста, то для Чадского массива известно одно определение (160 ± 25 млн лет), установленное для диоритов из внешней оторочки, опоясывающей центральную часть массива, сложенную дунитами и клинопироксенитами, полученное К Ar методом [2].

В общей сложности было изучено около 300 образцов (из них около 200 образцов дунитов и 100 образцов клинопироксенитов). С помощью размагничивания переменным магнитным полем (Н – чистка, наиболее эффективный в данном случае вид магнитной чистки) было установлено, что остаточная намагниченность (NRM) двух разновидностей чадских ультрамафитов – дунитов и клинопироксенитов, – составляющих основной объем массива, может быть как однокомпонентной, так и двухкомпонентной. Результатом проведения Н – чистки явилось выделение стабильных составляющих намагниченности обратной (в отличие от случая Кондерской интрузии) полярности, которые формируют на стереопроекции по две совокупности направлений для каждой разновидности чадских ультрамафитов.

Для того, чтобы сопоставить направления стабильных компонент NRM, полученные для чадских и кондерских ультрамафитов, была выполнена процедура обращения направлений, установленных для чадских пород. Оказалось, что одна

из двух совокупностей направлений NRM, выделенных для каждой разновидности чадских ультрамафитов, после выполненной процедуры обращения, имеет среднее направление как для дунитов ($D_{\text{ср.}} = 321^\circ, I_{\text{ср.}} = 63^\circ$), так и для клинопироксенитов ($D_{\text{ср.}} = 331^\circ, I_{\text{ср.}} = 62^\circ$) близкое к направлению современного магнитного поля. Изученные породы (как дуниты, так и клинопироксениты), составившие вторые совокупности векторов компонент NRM прямой полярности (после обращения) нередко характеризуются шумной палеомагнитной записью, но у значительной части образцов уверенно выделяются характеристические (иначе говоря, стабильные и идущие в начало координат диаграмм Зийдервельда) компоненты намагниченности. Направления этих характеристических компонент NRM располагаются преимущественно в первой четверти стереограммы (имеют северо-восточное направление), образуя особенно тесную группу в области высоких наклонений. В целом же вторые совокупности векторов компонент NRM северо-восточного направления, выделенных для дунитов и клинопироксенитов, характеризуются разбросом, особенно заметным по наклонению у дунитов.

Для выяснения причин разброса направлений стабильных компонент NRM был выполнен петрографический анализ образцов, имеющих стабильные компоненты NRM с разными величинами склонения и наклонения. Было установлено, что наложенные метасоматические процессы (определяющим из которых является серпентизация) с образованием вторичных ферромагнетиков в наибольшей степени (15–20 %) проявлены в образцах, имеющих после процедуры обращения намагниченность с направлением, близким к направлению современного магнитного поля. Выделить в подобных образцах какую-либо другую компоненту, кроме современной (или близкой к ней), не удалось и такие образцы при расчете координат не учитывались. Кроме того, было установлено, что проявление наложенного процесса заметно также в образцах, имеющих компоненты NRM с пологим ($<50^\circ$) наклонением. Степень серпентинизации в таких образцах, как правило, выше 10 %. Они при вычислении координат палеополюса также не учитывались.

В ходе лабораторного исследования чадских ультрамафитов были получены данные, косвенно свидетельствующие о том, что только выделенные в дунитах и в клинопироксенитах компоненты NRM северо-восточного направления с крутыми

Таблица. Палеомагнитные характеристики ультрамафитов массива Чад

Порода	Группа	Кол-во определений	Способ определения	Полярность	$D_{\text{ср.}}^\circ$	$I_{\text{ср.}}^\circ$	K	$\alpha_{0.95}^\circ$	Plong $^\circ$	Plat $^\circ$	dp $^\circ$	dm $^\circ$
Дуниты	а	96	Н-размагничивание	N	35.1	72.2	60	11	207.4	70.9	17.1	19.4
Клино-пироксениты	б	80	-«-	N	41.7	74.1	77	10	197.0	68.3	16.3	18.0

Примечание. Т-размагничивание – терморазмагничивание до температуры 600°C ; N – прямонамагниченные образцы; $D_{\text{ср.}}^\circ, I_{\text{ср.}}^\circ$ – склонение и наклонение среднего вектора I_n в современной системе координат; K – кучность распределения (разброс направлений I_n); $\alpha_{0.95}^\circ$ – радиус круга доверия для уровня вероятности 0.95; Plong $^\circ$, Plat $^\circ$ – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования I_n пород (относительно современной градусной сетки); dp $^\circ$ и dm $^\circ$ – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95.

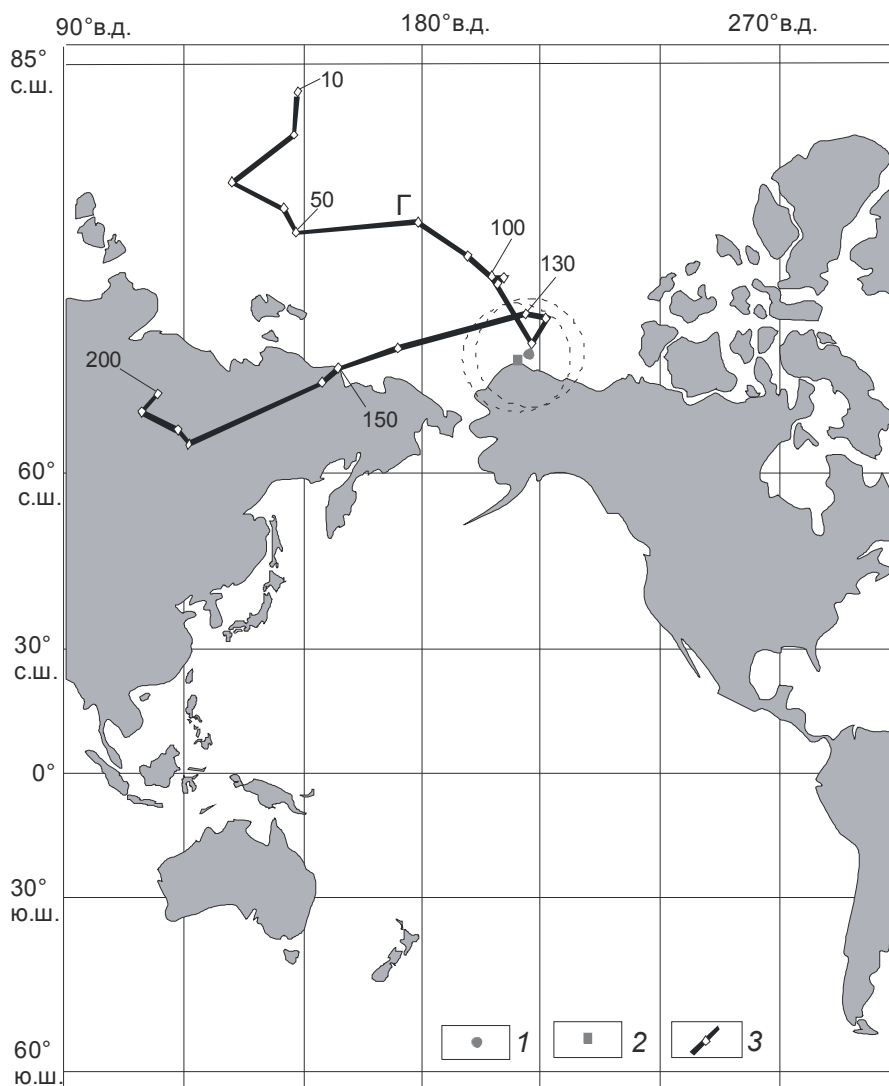


Рис. Палеомагнитные полюсы, полученные для двух разновидностей ультрамафитов массива Чад.

1 – дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – траектория КМП для Евразии за 200 млн лет [6].

(>50°) наклонениями (группы “а” и “б”, табл.) имеют термоостаточную природу образования. Имеется в виду повышенные величины параметра Шолпо-Лузяниной N_t (> 0.24) [5] в образцах, содержащих преимущественно многодоменные зерна ферромагнетика, что указывает на то, что ферромагнитная компонента образцов испытала воздействие температур выше точки Кюри на стадии их кристаллизации. Были также получены данные, свидетельствующие о первичности образования в ультрамафитах упомянутых выше компонент NRM. Это – совпадение направлений северо-восточных векторов компонент, имеющих крутые (>50°) наклонения, выделенных

для образцов, содержащих разные магнитные минералы (титаномагнетиты, магнетиты, ферримагнетиты серии твердых растворов магнетит – маггемит). Совокупность приведенных фактов указывает на то, что в случае характеристических компонент NRM северо-восточного направления с крутыми ($>50^\circ$) наклонениями мы имеем дело с древними компонентами намагниченности. И, как в случае Кондерского массива [3], по положению вычисленных для них виртуальных палеополюсов, путем сопоставления с полюсами, полученными для пород с надежно установленными возрастными датировками, можно оценить возраст чадских ультрамафитов и возраст массива в целом. В качестве референтных в работе представлены данные, которые использовались при оценке возраста Кондерского массива – траектория кажущейся миграции полюса (КМП) для Евразии за последние 200 млн лет [6].

Координаты палеомагнитных полюсов рассчитанные, исходя из средних направлений полученных для двух разновидностей чадских ультрамафитов приведены в таблице и показаны на рисунке.

Полюсы, полученные для чадских дунитов и клинопироксенитов, близки друг к другу (табл.) и находятся вблизи от полюса возраста 110 млн лет (рис.). Это свидетельствует об одновременности и позднемезозойском (точнее раннемеловом) возрасте образования этих пород. Таким образом, по полюсам, рассчитанным для наиболее древних пород Чадского массива (дунитам и клинопироксенитам), его возраст определяется как раннемеловой.

Цифрами указан возраст, млн лет. Штриховой линией обозначены круги погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95.

Литература

1. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
2. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхоанской провинций // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 15–23.
3. Каретников А.С. Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 23–42.
4. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
5. Шолпо Л.Е., Лузянина Э.Н. Метод изучения температурной предыстории горных пород // Магнетизм горных пород. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1974. С. 71–78.
6. Besse J., Courtillot V. Revised and Synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and True Polar Wander Since 200 Ma // Journal of Geophysical Research, 1991. V. 96, N B3. P. 4029–4050.

Е.В. Кислов

**РИФЕЙСКОЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
ДЖИНЬЧУАНЬ (ГАНЬСУ, КИТАЙ): НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ
ФОРМИРОВАНИЯ**

Учреждение РАН Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Основными промышленными источниками Ni и ЭПГ остаются архейские коматиитовые месторождения Австралии и Канады, раннепротерозойские норитовый массив Садбери и пикродолеритовые тела Печенги, пермо-триасовые пикродолеритовые массивы Норильск-Талнахского района, латеритные коры выветривания Австралии, Индонезии, Новой Каледонии и других стран. Архейские и раннепротерозойские дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы Бушвелд, Стиллуотер, Великая дайка – основные источники малосульфидных руд ЭПГ. Небольшой вклад в добычу дают месторождения пятиэлементной формации (Ni) и россыпи (ЭПГ).

В последнее время месторождения сульфидных ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидных ЭПГ руд обнаружены в ряде рифейских ультрамафит-мафитовых интрузивов, входящих в состав вулканоплутонических ассоциаций континентальных рифтогенных структур, что позволило выделить рифейскую ЭПГ-Cu-Ni металлогеническую эпоху наряду с архейской, раннепротерозойской и пермско-триасовой. К таким месторождениям относятся Йоко-Довыренский и другие интрузивы Сыннырского рифта (Бурятия, Российская Федерация), комплексы рифта Мидконтинент (Дулут, Миннесота, США; Кристалл лэйк и Колдвелл, Онтарио, Канада), Маскокк (Нунавут, Канада), Войсис Бэй (Лабрадор, Канада), Джиньчуань (Ганьсу, Китай) и Кабанга-Мусонгати-Капалагулу (Танзания и Бурунди). В представленной работе обобщены и проинтерпретированы новые данные по месторождению Джиньчуань.

Его запасы составляют 500 млн тонн руды со средним содержанием 1.2 % Ni и 0.7 % Cu; Pt – 0.20 г/т, Pd – 0.12, Au – 0.08, Ag – 3.2 г/т. Длина интрузива 6–6.5 км при ширине 20–528 м (в среднем 300 м), глубина более 1100 м. Состоит из серии кулисообразно расположенных ограниченных разломами линз. Они сложены дунитовыми осевыми зонами, лерцолитовой оболочкой и краевыми оливиновыми пироксенитами. Нижняя часть состоит из сидеронитовых руд – сульфидсодержащих дунитов. Менее развиты вкрапленные и массивные руды. Отличительная черта месторождения – контактово-метасоматические рудные тела преимущественно в мраморах и метасоматических породах по ним. В глубоких горизонтах обнаружены высокомедистые руды с повышенным содержанием благородных металлов.

Возраст Джиньчуаня пересмотрен в сторону омоложения. Получен U-Pb SHRIMP возраста 827 ± 8 млн лет по циркону и 812 ± 26 млн лет по бадделейту из плагио-лерцолитов, циркон из секущей дайки дал возраст 828 ± 3 млн лет [9, 10]. Показан кажущийся Re-Os изохронный возраст 867 ± 75 млн лет массивных сульфидных руд и более древние кажущиеся Re-Os изохронные возраста (1117 ± 67 млн лет, 1074 ± 120 млн. лет) рассеянных и сидеронитовых руд [14]. Получен прецизионный U-Pb возраст по циркону $831,8 \pm 0,6$ млн. лет с использованием метода химической абразии ID-TIMS [15].

По составам оливина и валовых проб пород рассчитано, что исходная магма была высокомагнезиальной базальтовой (пикробазальтом) с содержанием ~12 % MgO.

Такое заключение подтверждается данными по РЗЭ и ЭПГ. Сделан вывод, что породы интрузива были обогащены MgO вследствие добавления оливина [1]. Основываясь на составе исходной магмы [1, 17], предположено, что интрузив сформирован в континентально-рифтовой обстановке. Данные по изотопии кислорода и водорода показывают, что морская вода могла быть вовлечена в гидротермальное изменение Джиньчуаня, а это индикатор обстановки континентальной окраины во время вторичного преобразования [12]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD плагиоклаза, амфибола и серпентина свидетельствуют о действии флюида со значениями $\delta^{18}\text{O}$ от 2 до 5 ‰ и δD от -45 до -63 ‰. Эти значения соответствуют вовлечению проэволюционировавшей морской воды или метаморфического флюида на ранних стадиях вторичного изменения.

На основании минералогических, петрологических и геохимических данных сделан вывод [10], что для образования исходной магмы интрузива Джиньчуань необходима высокая степень плавления, которую может обеспечить мантийный плюм с температурой $>1350^\circ$. Им мог быть мантийный плюм в Южном Китае, который примерно 825 млн лет назад спровоцировал раскол суперконтинента Родиния. Террейн Лоньшоушань (включая плутон Джиньчуань) мог быть частью Южно-Китайского кратона в начале позднего протерозоя. Первая фаза неопротерозойского внутриплитного магматизма кратона Янцзы началась 830–820 млн лет назад, была, вероятно, инициирована мантийным плюмом под южным Китаем. Ультрамафитовый интрузив Джиньчуань и секущие его долериты идентичны по возрасту другим плюмовым интрузивам: мафитовым дайкам возраста 827–828 млн лет на севере Гуанси в южном Китае и соседней Австралии, толеитам Тиечуаньшань в области Ханьнань на северо-западе кратона Янцзы. В кратоне Янцзы задокументированы синхронные ультрамафит-мафитовые интрузивы Ханьнань с V-Ti оруденением (~820 млн лет) и Тонде-Гаоджякун с ЭПГ-Cu-Ni оруденением (~820–840 млн лет; [10]). Приведены возрастные и стратиграфические корреляции в поддержку этих аргументов, за исключением того, что магматизм Джиньчуаня должен относиться к Северо-Китайскому кратону, а не к Южно-Китайскому [15].

Предположено [8], что массив Джиньчуань входит в состав протерозойской крупной магматической провинции Цилян, включающей также платобазальты Джиньтиешань, коматииты Занбутаи, пикриты, рои мафитовых даек ряда мест, особенно развитых в горах Лоньшоу, ультрамафит-мафитовые интрузивы, включая Лашуйся, на 90% состоящий из сульфидов.

На основании взаимоотношения интрузивных пород и их состава интрузив Джиньчуань проинтерпретирован [2] как тело, образованное оливин-ортопироксен-хромшпинелевой «кашей». «Каша» первоначально формировалась в промежуточной камере на глубине между 4 и 9 км после небольшой степени кристаллизации ($<5\%$ преимущественно оливина с подчиненными ортопироксеном и хромшпинелью) пикритовой магмы. В промежуточной камере происходила плотностная стратификация, приводившая к образованию практически не содержащего кристаллов слоя в кровле и сульфидсодержащей «каши» оливина и магмы на дне. Стратифицированный материал затем выжимался последовательно от кровли до подошвы из промежуточного очага в системы трещин и разломов. Первоначальное выталкивание магмы без кристаллов сформировало безрудные мафитовые интрузивы района Джиньчуаня, а финальное выталкивание несущей оливин и сульфиды «каши» со дна промежуточной камеры сформировало интрузив Джиньчуань. Изначально он, по-

видимому, представлял собой субгоризонтальное силлоподобное тело. Оно могло быть наклонено до 50° на юг в течение регионального воздымания Лоншоушаня.

Есть и другие аргументы [6]. В настоящее время несогласный контакт гнейсов пояса Лоншоушань и перекрывающих неопротерозойских метаосадочных пород в 20 км западнее Джиньчуаня вертикальный, параллельный ориентировке интрузива Джиньчуань. Необходимость вращения исходно горизонтального несогласия подтверждает изначально субгоризонтальную ориентировку массива, который был скорее силлом, а не субвертикальным трубообразным телом. Интрузив внедрялся как субсогласное тело вдоль плоскости надвига гнейсов на мраморы. Мраморы сформировали лежащий, а гнейсы с подчиненными мраморами – висячий контакт. Мрамор подвергся контактовому метаморфизму, его ксенолиты (преобразованные в шпинель-диопсидовый скарн) обычны вдоль северного контакта, спорадически встречаются по всему интрузиву. Детальное изучение контакта [6] позволило выделить 2–3-метровую зону гибридных пород: перидотиты с обогащенной карбонатами матрицей с одной стороны и мраморы с пятнами перидотитов – с другой. Гибридные породы (эндоконтактные плагиодуниты и плагиоверлиты) отличаются аномально низким содержанием SiO_2 , высокими – CaO и потерями при прокаливании, на диаграммах отношений породообразующих оксидов к MgO их анализы занимают промежуточное положение между интрузивными породами и мраморами [6]. Если $\delta^{18}\text{O}$ силикатов интрузивных пород составляют 4.66–5.86 ‰, что отвечает мантийному составу, то это значение гибридных пород составляет 9.46–10.86 ‰. Для сравнения: в мраморах $\delta^{18}\text{O}$ кальцита варьирует от 16.2 до 19.22 ‰, в ксенолитах $\delta^{18}\text{O}$ кальцита 15.75 ‰, а силикатов – 9.53–13.5 ‰ [6].

На диаграммах нормированных на примитивную мантию содержаний микроэлементов в мраморах, ксенолитах, интрузивных и гибридных породах заметно относительное обогащение несовместимыми элементами (высокое отношение La/Yb), большие положительные аномалии Pb , отрицательные – Nb и Ta [6]. Это характерно для гранитных или осадочных пород континентальной коры, что показывает значительную контаминацию коровым материалом пород интрузива. Во всех образцах спектры распределений субпараллельны, концентрация элементов коррелирует с содержанием MgO [6]. Это позволяет сделать вывод, что контаминация происходила до поступления магмы в очаг или подводящий канал, который сохранился как интрузив Джиньчуань. Еще один аргумент – пониженные нормированные содержания U и Th в ультраосновных породах относительно легких редкоземельных элементов La и Ce [6]. Если даже после мощной коровой контаминации магма сохраняла высокое содержание MgO (12 %, [1]), первичная магма должна была иметь значительно более высокое содержание магния, наиболее вероятно, что это был пикрит [6]. Предположено, что исходная магма формировалась парциальным плавлением высокой степени необычно горячего мантийного источника, плюма. Простая модель, включающая валовую ассимиляцию, исходную магму пикритового состава, контаминант состава нижней континентальной коры, показывает контаминацию 10–30 % [6].

Северный (нижний) контакт с мраморами четкий, но ундулирующий, магматический. Местами содержащая кристаллы магма захватывала породы подошвы, и ксенолиты мрамора, преобразованные в диопсидиты, включены в нижнюю часть интрузива. Химический состав, особенно содержания макроэлементов и изотопный состав кислорода, свидетельствуют, что нижний контакт интрузива ассимилировал

мрамор. Ксенолиты и некоторые породы экзоконтакта стали частично или полностью декарбонатизированы, исходные минералы мрамора замещены диопсидом и другими силикатами. Следовательно, во время внедрения нижняя часть интрузива взаимодействовала с породами подошвы, захватывала обогащенные CO_2 флюиды, высвобожденные декарбонатизацией мрамора экзоконтакта и ксенолитов. Эти флюиды должны были просачиваться вверх через кристаллическую кашу [6].

Магма ранее ассимилировала значительное количество гранитного материала в нижней коре. Растворимость серы в ультрамафит-мафитовой магме сильно зависит от давления. Ультрамафитовая магма, сформированная глубоким плавлением мантии, может растворить только ограниченное количество серы, и, когда магма достигает коровых уровней, падение давления вызывает сильное пересыщение серой. Горячая примитивная магма ассимилирует вмещающие породы нижней коры и частично кристаллизуется, оба этих процесса снижают растворимость серы и увеличивают концентрацию серы в расплаве (при кристаллизации сера концентрируется в постоянно уменьшающемся объеме остаточной магмы). Когда магма достигла современного уровня в средней-верхней коре и вступила в контакт с мрамором, предположительно, она была близка к насыщению серой [6].

Тепло магмы может частично расплавить карбонатные вмещающие породы или ксенолиты, производя капли кальцитового расплава низкой плотности и вязкости, поднимающиеся через оливиновые кумулаты нижней части интрузива. Кроме того, обогащенные CO_2 флюиды, сформированные декарбонатизацией пород подошвы и/или ксенолитов, могли просачиваться вверх через кумулаты. При достижении границы раздела кумулуса и жидкости флюиды реагировали с расплавом, увеличивая фугитивность кислорода и вызывая отделение сульфидной жидкости. Если магма перемещалась через интрузив, карбонат должен был окисляться и вызывать отделение сульфида из постоянно текущего потока магмы; таким образом большой объем сульфида мог бы накопиться в месте этого взаимодействия. Сульфидная жидкость, более плотная, чем силикатный расплав, должна была проникать вниз через кристаллическую кашу, формирующую верхнюю часть толщи кумулуса, до уровня полностью твердых пород, и должна была накопиться выше его, формируя сидеронитовые руды, характерные для месторождения Джиньчуань. Этот механизм объясняет позицию и природу оруденения месторождения: сидеронитовая руда в нижней части интрузива, но не в базальном контакте [6].

Изучение Re-Os изотопии [14] показало, что массивные руды Джиньчуаня имеют значение γ_{Os} (827 млн лет) 110. Это значение значительно выше, чем у мантийного резервуара на эту дату и показывает, что исходные сульфидные расплавы месторождения Джиньчуань отделялись из магм, контаминированных материалом древней континентальной коры со значительно радиогенным Os.

Низкие отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (-6~-9) и высокие положительные значения $\epsilon\text{Sr}_{(t)}$ (56~160), с нерадиогенным изотопным составом Pb аналогичны в оливине, пироксене и различных ультраосновных породах. Более того, спектры распределения микроэлементов показывают обогащение легкими редкоземельными элементами и крупноионными литофильными элементами без ясной аномалии δEu . Все эти данные свидетельствуют, что источником комплекса Джиньчуань была обогащенная мантия. Спектры распределения микроэлементов показывают четкие отрицательные аномалии Nb и Ta, отрицательное отношение между величинами La/Sm и $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$,

что подтверждает коровую ассимиляцию интрузивом Джиньчуань. Изотопный состав He, Ne и Ar показывает, что мантийный компонент был смешан с материалом континентальной коры и атмосферными летучими в оливине, пироксенах и сульфидах интрузива Джиньчуань [5].

Изотопные отношения He, Ne и Ar в минералах Джиньчуаня указывают на смешение благородных газов из мантии, континентальной коры и атмосферных осадков и вовлечение их в процессы формирования рудоносной магмы [3, 4]. Среди них вклад континентальной коры – наиболее значимый. Повышенные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и пониженные $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в сульфидах относительно силикатов Джиньчуаня свидетельствуют, что отделение сульфидного расплава происходило на раннем этапе магматической дифференциации. Летучие континентальной коры непрерывно добавлялись в течение образования и кристаллизации магмы. Первичная рудообразующая магма была сформирована частичным плавлением мантии и прошла два этапа эволюции. Она, по-видимому, ассимилировала вмещающие породы, что привело к пересыщению силикатной магмы серой и отделению несмесимого сульфидного расплава, формированию смешанного компонента. Смешанный компонент внедрялся в верхнюю камеру и на субсолидусном этапе смешивался в высокой пропорции с глубоко циркулирующими атмосферными осадками, которые вызывали пересыщение серой рудоносной магмы и на месте формирования рассеянной руды в верхней магматической камере [3, 4].

Ультраосновные породы интрузива Джиньчуань состоят преимущественно из мафических минералов, сульфидов и оксидов (магнетит, хромит и ильменит). Тантал и ниобий совместимы с этими оксидами. Ультраосновные породы Джиньчуаня должны иметь низкие отношения Th/Ta и Th/Nb, если они представляют чистые кумулаты базальтовых магм мантийного происхождения, не измененные коровой контаминацией. Однако, большая часть безрудных ультраосновных пород и сульфидных руд имеют отношения Th/Ta и Th/Nb 2.5–6.5 и 0.15–0.6 соответственно (Tang et al., 2009), выше, чем таковые примитивной мантии (Th/Ta = 2.3 и Th/Nb = 0.15). Высокие отношения Th/Ta и Th/Nb свидетельствуют, что магмы Джиньчуаня могли испытать коровую контаминацию на глубине [13]. Высокие содержания HFSE и LILE и отрицательная Nb-Ta аномалии безрудных пород и сульфидных руд соответствуют коровой контаминации [13]. Изотопный состав циркона ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.00075\text{--}0.00101$) и бадделеита ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.00013\text{--}0.00137$) указывает на их коровое происхождение [11].

В массивных рудах отмечен Cl-содержащий сульфид джерфишерит. Содержание Cl в биотите Джиньчуаня низкое, до 0.17 % [7] возможно, потому что биотит вторичный. Концентрации во вторичных амфиболах (тремолит) также низкое, до 0.15 %, но первичная паргаситовая роговая обманка содержит гораздо больше Cl – 0.42–0.77 %. Еще больше Cl содержит апатит – 1.31–2.39 %. Повышенные содержания Cl в интеркумулусных апатитах и роговых обманках, как и джерфишерит в сульфидах, показывают, что Pt и Pd могли формировать хлорокомплексы и удерживаться в остаточном расплаве вместе с Cu в течение фракционирования магмы. Значительно меньшие концентрации Cl во вторичных амфиболах и биотитах свидетельствует, что процессы вторичного изменения не приводили к существенным ремобилизации и перераспределению ЭПГ [7].

Изучен состав летучих компонентов и изотопный состав углерода в оливине, пироксене и сульфидах [16]. В первичных магматических летучих, захваченных сили-

катами при кристаллизации, доминируют CO_2 и SO_2 с мантийной характеристикой $\delta^{13}\text{C CO}_2$: от -12.16 до -4.71 ‰, в среднем -9.6 ‰. Летучие, захваченные при сегрегации или кристаллизации сульфидов, представлены в основном SO_2 и CO_2 с изотопно тяжелым $\delta^{13}\text{C CO}_2$: от -11.38 до -2.71, в среднем -6.83. То есть обогащенные CO_2 летучие, участвовавшие в рудообразовании месторождения Джиньчуань, должны были иметь мантийное происхождение. Высокие отношения CO_2/CO и $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ показывают высокую окисленность системы, поддерживая гипотезу [6], что насыщение сульфидами было следствием воздействия CO_2 , высвобожденного из мрамора вмещающих пород контактовым метаморфизмом. Но изотопия углерода флюидов не показывает значительного вклада CO_2 из корового источника [16].

Таким образом, Джиньчуань объединяет с другими рифейскими ЭПГ-Cu-Ni месторождениями толеитовый состав родоначальной магмы рудоносных интрузивов. Большую роль в массиве играют дуниты, он входит в состав вулканно-плутонической ассоциации. Формирование плутона связано с активностью мантийного плюма. Континентальный рифт обеспечивал крупным объемам продуктивной магмы достижение верхней части земной коры. Значительный объем магмы, насыщенный сульфидами, позволял сформировать крупное рудное тело. Развитие мантийного плюма сопровождалось высокой степенью парциального плавления, так что рудные компоненты не могли оставаться в мантии. В результате этого магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования руды. На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюма кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в подводящих каналах и гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, карбонатными и терригенными породами. Избирательная контаминация без существенной валовой ассимиляции обогащала магму водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, CO_2 , SiO_2 и органическим веществом, что определило сложный состав магматического флюида. Контактное взаимодействие с вмещающей толщей сыграло решающую роль в локализации сульфидного Cu-Ni оруденения. Флюидно-магматическое взаимодействие оказывало значительное влияние на процессы петро- и рудогенеза. Обогащенные хлором флюиды экстрагировали, переносили и накапливали ЭПГ, Cu и другие компоненты.

Литература

1. Chai G., Naldrett A.J. Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of a high-Mg basaltic magma // *Journal of Petrology*. 1992. V. 33. P. 1–27.
2. De Waal S.A., Xu Z., Li C., Mouri H. Emplacement of viscous mushes in the Jinchuan ultramafic intrusion, western China // *Can. Mineral*. 2004. V. 42. P. 371–392.
3. Hu P.-Q., Zhang M.-J., Li C., Tang Z.-L. Noble gas isotopic constraints on the origin of fluids in the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Western China // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72, N 12. Suppl. 1. A397.
4. Hu P.Q., Zhang M.J., Tang Q.Y., Ye X.R., Tang Z.L., Li W.Y. Noble gas isotopic constraints on mineralization of the Jinchuan Cu-Ni-PGE sulfide deposit, West China // *Acta petrologica sinica*. 2010. V. 26, N 11. P. 3375–3386.
5. Jiao J.G., Tang Z.L., Yan H.Q. Source and crustal assimilation of Jinchuan ultramafic complex in Gansu province, China // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72, N 12, Suppl. 1. A431.
6. Lehmann J., Arndt N., Windley B., Zhou M.-F., Wang C.Y., Harris C. Field relationships and geochemical constraints on the emplacement of the Jinchuan intrusion and its Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Gansu, China // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. P. 75–94.

7. Li S., Halls C. Petrography and paragenesis of platinum-group minerals in Jinchuan ultramafic intrusion, northwest China // *Trans. Instn. Mineral. Metall. (Sect. B: Appl. Earth sci.)*. 1993. V. 102. P. B164–B180.
8. Li W., Wang W., Guo Z. Magmatic Ni-Cu-PGE deposits in the Qilian-Longshou mountains, Northwest China – part of a Proterozoic large igneous province // *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer-Verlag, Berlin, 2005. V. 1. P. 429–432.
9. Li X.H., Su L., Song B., Liu D.Y. SHRIMP U-Pb zircon age of the Jinchuan ultramafic intrusion and its geological significance // *Chinese Science Bulletin*. 2004. V. 49, N 4. P. 420–422.
10. Li X.H., Su L., Chung S.-L. et al. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the ~825 Ma south China mafic plume? // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2005. V. 6, N 11. 16 p.
11. Liu M., Tang Z., Qian Z. et al. Genesis and geochemical characteristics of zirconium enriched minerals in Jinchuan ultramafic body // *Northwestern Geology*. 2009. V. 42, Sup. Proceedings of Xi'an International Ni-Cu (Pt) Deposit Symposium 2009. P. 56–60.
12. Ripley E.M., Sarkar A., Li C. Mineralogic and stable isotope studies of hydrothermal alteration at the Jinchuan Ni-Cu Deposit, China // *Economic Geology*. 2005. V. 100, N 7. P. 1349–1361.
13. Tang Z., Song X.-Y. Su S. Ni-Cu deposits related to high-Mg basaltic magma, Jinchuan, Western China // *New developments in magmatic Ni-Cu and PGE deposits*. Beijing: Geological Publishing House. 2009. P. 121–140.
14. Yang S.-H., Qu W.-J., Tian Y.-L., Chen J.-F., Yang G., Du A.-D. Origin of the inconsistent apparent Re-Os ages of the Jinchuan Ni-Cu sulfide ore deposit, China: Post-segregation diffusion of Os // *Chem. Geol.* 2008. V. 247. P. 401–418.
15. Zhang M., Kamo S., Li C., Hu P., Ripley E.M. Precise U-Pb zircon-baddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, western China // *Miner. Deposita*. 2010. V. 45. P. 3–9.
16. Zhang M., Sheng H., Tang Q., Hu P., Fu P. Volatile composition and carbon isotope constraints on ore genesis of the Jinchuan Cu-Ni deposit, western China // *11th International platinum symposium*, June 21–24, 2010. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Release – Data 269. 2010. 4 p.
17. Zhou M.-F., Yang Z.-X., Song X.-Y., Keays R.R., Lecher C.M. Magmatic Ni-Cu-(PGE) sphide deposits in China // *The geology, geochemistry, mineralogy, mineral beneficiation of the platinum-group elements*. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum Special Volume 54. 2002. P. 619–636.

Е.В. Кислов¹, Л.И. Худякова², О.В. Войлошников²

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД КАК СЫРЬЯ ДЛЯ
ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ**

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

²Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ

В период интенсивного развития экономики в хозяйственный оборот стремительно вовлекается все большее количество природных ресурсов. Однако степень их рационального использования остается крайне низкой. Один из видов недостаточно используемого минерального сырья – ультраосновные породы, несмотря на то, что они слагают крупные комплексы и могут добываться в значительном объеме попутно на целом ряде месторождений. Особенно это актуально для Российского Дальнего Востока в связи с развитием разработки медно-никелевых месторождений и переходом от добычи россыпной платины к коренной.

Возможность применения ультраосновных пород широка [4]. Но в России ограничено используется только дунит как огнеупорное сырье при очень строгих требованиях к качеству [3]. В результате зачастую ультраосновные породы не используются, а складываются в отвалы, ухудшающие состояние окружающей среды. В качестве примера рассмотрена возможность использования дунита Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье) для производства новых видов строительных материалов.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив

Это мощный хорошо сохранившийся верхнепротерозойский расслоенный комплекс на $56^{\circ}30'$ с. ш. и 110° в. д. в 50 км севернее оз. Байкал [2]. Силлоподобное тело залегает субсогласно со структурой вмещающих позднепротерозойских карбонатно-терригенных отложений осевой части Сыннырской рифтогенной структуры. Геоморфологически интрузив выражен хребтом с абсолютными отметками 1600–2150 м, разделяющим бассейны рек Тья, Ондоко и Олокит. Массив вытянут в северо-восточном направлении (азимут 50°) на 26 км при максимальной ширине выхода 3.5 км и крутом (70 – 80°) падении к юго-востоку.

Для большинства пород массива характерен парагенезис оливин + плагиоклаз + клинопироксен. По смене минеральных ассоциаций снизу вверх в центральной части массива выделяются следующие зоны: 1) плагиоперидотитовая (с приподошвенными апофизами) мощностью до 200 м; 2) плагиодунитовая – 100 м; 3) дунитовая – 870 м; 4) ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов – 560 м; 5) ритмичного чередования троктолитов и оливиновых габбро – 430 м; 6) оливиновых габбро – 580 м; 7) оливиновых габброноритов – 520 м.

Оливиновые габбро и оливиновые габбронориты и кровля секутся силлами кварцевых и гранофировых габброноритов и диабазов. Габбронориты прослеживаются в виде пояса силлов вдоль северо-западного контакта, прорывая приподошвенную часть массива, апофизы плагиоперидотитов и вмещающую толщу.

Вследствие смещения по разлому из разреза юго-западной части интрузива (голец Йоко) выпадают ультраосновные породы, и он начинается с троктолитов, а северо-восточное выклинивание, напротив, сложено преимущественно плагиопе-

ридогитами, так как основные породы перемещены и перекрыты отложениями холоднинской свиты венда.

В пределах массива в 1959–1964 и 1989–1994 гг. проводилось поисково-разведочное изучение Байкальского медно-никелевого месторождения в плагиоперидотитах, в 2001–2002 гг. – поисково-оценочное исследование малосульфидного платино-металльного рудопоявления в зоне перехода от расслоенной троктолит-плагиодунитовой серии к оливиновым габбро. “Байкалкварцсамоцветы” оценивали проявление поделочного камня голубого диопсида, обрабатываемого сейчас хищническим способом. В 2006 г. для нужд Холоднинского горно-обогачительного комбината выдана лицензия на участок габбро для производства строительных материалов.

Первым внимание на практическую значимость дунита Йоко-Довыренского массива обратил геолог Северо-Байкальской экспедиции В.С. Клеткин. Он в 1986–1989 гг. отобрал 4 технологические пробы песков из коры выветривания дунита для испытания в качестве формовочного песка на Локомотивовагоноремонтном заводе в г. Улан-Удэ [2]. Химический и минеральный состав дунита рассматривался с точки зрения использования его для производства огнеупорных материалов [2]. Но результаты оказались неоднозначными.

Дунитовая зона

Выходит на поверхность на северо-западном склоне гольца Довырен. Достаточно мощная (более 100 м) и однородная часть зоны прослеживается от руч. Рыбачий на юго-западе до руч. Белый на северо-востоке на расстоянии около 13 км. Мощность до 870 м отмечена в центральной части массива (руч. Центральный и Большой), пересекаемой дорогой для автомобилей повышенной проходимости. Но в верхней трети зоны здесь встречаются ксенолиты скарнов, вокруг которых развиты перидотиты и пироксениты, серпентинизация и карбонатные прожилки. Зона уходит почти вертикально на глубину более 600–700 м (результаты бурения). Запасы свежих дунитов можно оценить во многие миллиарды тонн.

Перспективно использование коры выветривания дунитов. Нижние две трети дунитовой зоны геоморфологически выражены долиной, пересекающейся ручьями. Большая часть долины покрыта интенсивно дезинтегрированными породами, рыхлой корой механического выветривания с хорошо сохранившейся структурой исходных дунитов. Мощность коры выветривания обычно не превышает 10 м. Повышенная мощность (до 30–50 м) зафиксирована в местах развития небольших разрывов, ориентированных, главным образом, в северо-восточном направлении. Ширина таких участков достигает 15–20 м.

Кора выветривания состоит преимущественно из дресвы разнообразного размера. При этом приповерхностная часть коры выветривания состоит в большей мере из кристаллов и обломков кристаллов оливина, так как остальные минералы более подвержены выветриванию. Таким образом, происходит природное обогащение дунитов. Запасы дунитового песка составляют не менее первых миллионов тонн.

Средний химический состав дунитов (дунитового песка), вес. %: SiO_2 – 37.40 (38.40); Al_2O_3 – 1.25 (2.10); Fe_2O_3 – 3.10 (2.93); FeO – 12.60 (9.95); CaO – 0.40 (0.46); MgO – 40.81 (43.20), Na_2O – 0.14 (0.05), K_2O – 0.02 (0.03).

Минеральная добавка при производстве цемента

До настоящего времени магнезиально-силикатные горные породы при получении цемента не использовались. Это объясняется повышенным содержанием

магния, в результате чего в клинкере оно превысит допустимое ГОСТом содержание 5 % MgO. Ограничение обусловлено опасностью неравномерности изменения объема цемента при запоздалой гидратации оксида магния, находящегося в виде крупнокристаллического периклаза в клинкере [1]. Но в дуните и других магнезиально-силикатных породах магний находится в другой форме – в виде силикатов. Поэтому это сырье ведет себя в процессах гидратации по-другому.

В качестве сырьевых материалов использованы портландцементный клинкер Тимлюйского цементного завода, гипс Нукутского карьера и дунит Йоко-Довыренского массива. Испытания проведены по ГОСТ 310 “Цементы. Методы испытаний”. Было исследовано влияние на свойства цемента таких технологических факторов, как количество вводимой в смесь минеральной добавки – дунита, дисперсность полученного порошка, вид условий твердения. При этом определялись фазовый состав, процессы гидратации и твердения в нормально-влажностных условиях вяжущего вещества.

Один из основных технологических факторов, влияющих на активность любого вяжущего, тонкость помола. Тонкое измельчение способствует интенсификации физико-химических реакций между компонентами измельчаемой системы. Активность цементов определялась прочностью при сжатии образцов в зависимости от величины удельной поверхности сырьевой смеси.

При проведении исследований установлено, что наибольшие прочностные характеристики имеют смеси, измельченные до величины удельной поверхности, равной 450 м²/кг. С ее увеличением значение предела прочности при сжатии образцов падает. Но для достижения такой удельной поверхности необходимы большие затраты электроэнергии, поэтому оптимальной принята величина удельной поверхности 340 м²/кг.

Для количественной оценки введения минеральной добавки – дунита на прочность образцов были приготовлены смеси с величиной удельной поверхности 340 м²/кг, отличающиеся процентным содержанием добавки от 0 до 40 %. По своим показателям цементы с добавкой дунита отличаются от портландцементов повышенными показателями по срокам схватывания. Но эти значения не превышают допустимых значений по ГОСТ.

Как при тепловлажностной обработке, так и в условиях нормально-влажностного твердения образцы композиций дунита с портландцементом имеют прочность выше прочности контрольного образца. Максимум достигается для состава 30 % дунита и 70 % портландцементного клинкера как для образцов, твердеющих 28 суток в нормально-влажностных условиях (43.0 МПа), так и после тепловлажностной обработки (31.8 МПа). Это объясняется тем, что в этом составе создаются более сочетаемые структурно-размерные параметры новообразований, получаемых гидратацией активных минералов портландцемента и модифицированных механо-активацией менее активных минералов дунита.

Следует отметить, что при введении магнийсодержащей добавки в состав цементов в количестве 25–35 % образцы показали повышенную прочность при изгибе. Для состава 30% дунита и 70 % портландцементного клинкера $R_{изг}$ составляет 7.9 МПа, что на 16.2 % выше прочности контрольного образца. Это объясняется образованием гидросиликатов магния волокнистой структуры в процессе гидратации смешанного вяжущего, что положительно влияет на формирование механических свойств полученного материала.

Однако, ГОСТ 31108-2003 “Цементы общестроительные. Технические условия” регламентирует максимальное количество минеральной добавки в цемент, которое не может быть более 20 %. Так как по результатам исследований наилучшие показатели прочности имеют цементы с 30 % добавки дунита, мы можем получить два вида цемента: портландцемент с минеральными добавками марки М400Д20 и смешанный цемент с 30 % добавки дунита.

Заполнитель тяжелого бетона

В качестве сырьевых материалов использовались портландцемент марки М400Д0 Тимлюйского цементного завода, гравий, гранитный щебень, дунитовый щебень, дунитовый и кварцевый песок. Расход щебня всех видов в составе бетонов оставался равным по массе. Подвижность бетонных смесей во всех случаях составляла 1–4 см при соотношении массы песка к общей массе заполнителей, равном 0.4. Расход цемента при подборе состава бетона оставался постоянным. В качестве сравнения использовали бетоны на крупном заполнителе в виде гранитного щебня и гравия.

Изучалось влияние вида крупного и мелкого заполнителя на темпы твердения и прочность бетонов. Исследования проводились в возрасте 7 и 28 суток нормально-влажностного твердения. Полученные в ходе экспериментов данные показывают, что вид крупного заполнителя оказывает влияние на прочностные характеристики бетонов. Прочность бетонов на щебне из дунита выше прочности бетонов на гранитном щебне. Самые низкие показатели имеют бетоны, где в качестве крупного заполнителя используется гравий. Мелкий заполнитель также оказывает влияние на прочностные характеристики бетонов. Замена кварцевого песка на дунитовый способствует повышению их прочности на всех видах щебня.

В целом, полученные тяжелые бетоны имеют следующие физико-технические показатели: средняя плотность 2400–2600 кг/м³, прочность при сжатии 28–32 МПа, коэффициент водостойкости 0.85–0.87, морозостойкость – 50 циклов. Они обладают повышенной сульфатостойкостью.

Выводы

Дуниты представляют собой универсальное сырье для производства строительных материалов. Их можно применять при производстве портландцементов с активными добавками и при получении тяжелых бетонов, которые можно использовать при изготовлении фундаментных блоков, внутренних стеновых панелей. Полученные результаты при практической реализации будут способствовать созданию малоотходного производства. Это позволит использовать дуниты, не кондиционные для производства огнеупоров, а также комплексно использовать сырье ультрамафит-мафитовых массивов с медно-никелевым и платинометальным оруденением и повысить возможную отдачу от их эксплуатации.

Литература

1. Бутт Ю.М., Сычев М.М., Тимошев В.В. Химическая технология вяжущих материалов. М.: Высшая школа, 1980. 470 с.
2. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
3. Кортель А.А., Жуковская А.Е., Спиричева И.Р. и др. Продление срока действия ГОСТ 5500-75, ГОСТ 7151-74, ГОСТ 24704-81 // Огнеупоры. 1993. № 2. С. 36–38.
4. Петров В.П. Оливин как полезное ископаемое // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1992. № 1. С. 67–74.

Э.Г. Конников¹, Е.Г. Сидоров², В.А. Полетаев², П.Г. Бухтияров¹

**ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ, ГЕОХИМИИ И ВОЗРАСТА ДУКУКСКОГО
ГАББРО-НОРИТ-КОРТЛАНДИТОВОГО МАССИВА КАМЧАТКИ**

¹Институт экспериментальной минералогии РАН, Черногловка, Московская область

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Дукукский интрузив является петротипическим представителем габбро-кортландитовой формации на Камчатке, с которой связаны сульфидные Cu-Ni-PGE месторождения и рудопроявления. Несмотря на продолжительное (около 40 лет) время геологического изучения это массива, имеются значительные различия в представлениях о его внутренней структуре, особенностях геохимии и возрасте. Данная работа направлена на выяснение этих спорных вопросов.

Летом 2005 г. полевые исследования Дукукского интрузива выполнялись объединенным отрядом московских и камчатских геологов. Полевые работы включали наземное геологическое картирование Дукукского массива и вмещающих его пород, отбор проб для петрографических, минералогических и геохимических исследований в зимний период. Химические анализы пород выполнены в лабораториях ВИМС (Москва), а состав 26 элементов-примесей ICP MS методом – в ИПТМ РАН (Черногловка). Контроль качества анализов проверялся повторным анализом 10 % проб в тех же лабораториях. Минеральный состав пород изучался на сканирующем микроскопе TESCAN Vega M 2300, аналитик Н.А. Некрасов (ИЭМ РАН). РС-анализ минералов проводился при усиливающем напряжении 20 kV и силе тока 516 nA на Co-стандарте.

Благодаря глубокому эрозионному врезу верховий р. Левый Дукук Дукукский габбро-норит-кортландитовый массив вскрыт почти на 900 м по вертикали. Ранее предполагалось, что Дукукский интрузив представляет собой лополит, подошва которого находится на глубине 400–700 м от поверхности. Как показали наши исследования, все контакты интрузива тектонические. На юго-западе он надвинут на гнейсо-граниты колпаковской серии под $\angle 25\text{--}30^\circ$. Породы в зоне надвига интенсивно милонитизированы.



Северо-восточный контакт массива с кристаллическими сланцами камчатской серии крутой, около 70° , падает к востоку и хорошо виден в стенке кара кл. Глыбового (фото). Здесь также можно видеть структуры расслоенности в габброидах массива, которые падают к востоку под $\angle 30^\circ$. В согласии с расслоенностью в габброидах залегает силл кортландитов, контакт которого с габброидами

вскрыт в магистратной канаве в долине кл. Рудного. Кортландиты имеют инъекционный контакт с габброидами. Вверх по разрезу силла кортландиты постепенно сменяются оливин-содержащими пироксенитами, норитами и габбро-норитами. Учитывая, что в породах массива встречены многочисленные ксенолиты углерод-содержащих терригенных пород, а ксенолиты генйсов и кристаллических сланцев рамы отсутствуют, мы пришли к выводу, что Дукукский массив представляет собой фрагмент расслоенной интрузии, залегающей в грабене между двумя разломами.

Амфиболовые габбро и габбро-диориты – ранняя фаза Дукукской интрузии. В их составе преобладает андезин-лабрадор (42–58 % An) и обыкновенная роговая обманка (# 62–71 %). Редко встречается замещенный куммингтонитом Орх. Акцессорные – сфен, апатит, рутил, хромшпинель. Габбро-диориты содержат интерстициальные кварц и Ва-калишпат. Вследствие неравномерного распределения амфибола в габброидах первой фазы они участками переходят в почти мономинеральные горнблендиты.

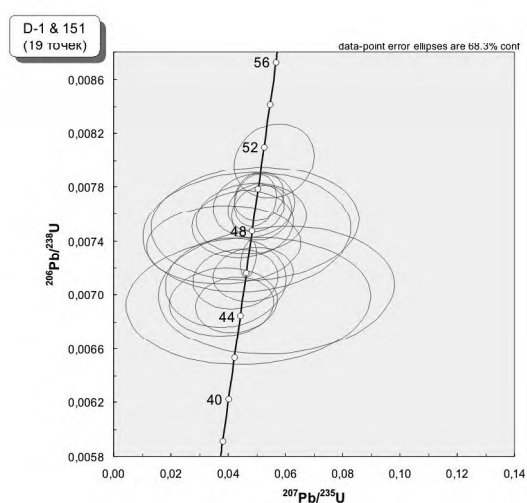
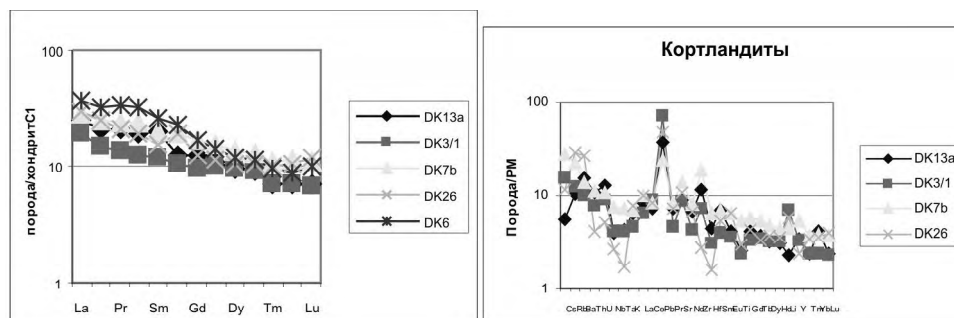
Кортландиты, оливиновые и амфиболовые пироксениты образуют силлы в габброидах. В прикровлевой части силлы дифференцированы до оливиновых норитов и габбро-норитов. Кортландитами называются породы, состоящие из кумулусных оливина (72–77 % Fo, 15–20 об. %), примерно равных количеств (25–30 об. %) бронзита (#74–79 %) и авгита (#83 %) и интерстициальных паргасита (#77–82 %), флогопита (#74–87) и плагиоклаза (59–86 %An) Акцессорные – герцинит, ильменит, сульфиды. Пироксенитами считались породы, в которых количество оливина менее 10 об. %. В норитах и габбро-норитах выше доля лабрадора (35–40 об. %) по сравнению с кортландитами и снижается магнезиальность цветных минералов.

На большинстве петрохимических диаграмм (Ti-V; MgO – SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO и т.д.) кортландиты и пироксениты дистанцированы от габбро и габбро-диоритов, что подтверждает их происхождение из различных расплавов. По типу распределения LEE магма Дукукской интрузии сходна с расплавами рифтогенных структур. Содержания других примесных элементов в этом массиве превышает примитивную мантию примерно на порядок величины. Высокие концентрации Rb, Ва, Pb, Sr, Li и низкие Nb, Та, Hf, Ti, а в габброидах и Zr выплавление родоначальных расплавов этого комплекса было связано с проявлением субдукции. По соотношениям в породах интрузии Th/Yb (0,2-0,75) и Та/Yb (0,12-0,15) она примыкает к продуктам плавления деплетированной мантии и магмам ОИВ.

По структуре (антидромный характер внедрения) Дукукский интрузивный комплекс имеет сходство с никеленосными интрузиями Гоби-Тяньшанского магматического пояса (ГТП) [1]. Кроме того, для интрузий ГТП и Дукукского комплекса Камчатки свойственен “бонинитовый” тренд в химическом составе – обогащенность SiO₂ и MgO так же как для никеленосных интрузий ГТП.

Поскольку предыдущие геохронологические данные не позволяли надежно установить время формирования Дукукского массива [2, 3], были выполнены дополнительные исследования цирконов из пород этого интрузива. Масс-спектрометрические определения цирконов проводились в ЦИИ ВСЕГЕИ (СПб.) Н.В. Родионовым, а по их результатам построена возрастная конкордия.

Согласно полученным результатам, Дукукский интрузив сформировался 52–55 млн лет назад (средние данные в соответствие с конкордией – 53.73 млн лет), что отвечает границе палеоцена и эоцена. Эти результаты полностью согласуются



с геохронологическими данными по другим никеленосным комплексам Срединно-го хребта Камчатки, например, Шанучского [4] и Кувалорогского [5].

Литература

- 1 Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаьскопоояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 605–620.
- 2 Ланда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В. и др. Возраст и изотопные особенности альпинотипных, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 6. С. 812–815.
3. Госгеолкарта РФ м-б 1: 500 000, лист N-57. Объясн. зап.. СПб: Изд. СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. 206 с.
4. Bunzen T.K., Sidorov E.G., Layer P.W. et al., Geology, geochemistry and new isotopic ages of selected PGE-Cr and PGE-Ni-Cu bearing mafic-ultramafic complexes in the Farewell and Godnews Bay terranes Alaska and Sredinny terrane Kamchatka peninsula region? Russia Far East // Tectonic, magmatism and metallogeny. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 83–85.
5. Конников Э.Г., Чубаров В.М., Травин А.В. и др. Время проявления никеленосной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // Геохимия. 2006. № 5. С. 654–670.

М.И. Копылов¹, И. В. Пустовойтова²

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО
ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО ПОЯСА**

¹ФГУП “Дальгеофизика”, г.Хабаровск

²ЗАО “Дальгеология”, г. Хабаровск

Геодинамические условия образования медно-никелевого оруденения определялись особенностями становления габбро-анортозитовых массивов Дальневосточного пояса в докембрии. Этот длительный период отличался маломощной и мобильной корой, своеобразием химизма атмосферы и гидросферы, интенсивностью вулканизма, специфическими условиями седиментационных процессов, развитием плитовой тектоники и интенсивным метаморфизмом. К особенностям этого периода относится грандиозная вулканическая деятельность, составившая одну из главнейших особенностей развития архея. Поэтому основную часть разреза архея составляют в настоящее время продукты метаморфизма вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. Они представлены в настоящее время амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, серпентинитами, тальковыми сланцами и продуктами их гранитизации: всевозможными гранитоидами с останцами основных магматических пород. Такой состав архейских образований свидетельствует о большой мобильности земной коры в это время, малой ее мощности и грандиозных излияниях вулканических масс. Вулканические породы основного и ультраосновного состава характеризовались высоким содержанием Fe, Mn, Co, Ni и Cu, которые определяли металлогенический облик архея. Дальнейшее геологическое развитие докембрия привело к проявлению метаморфизма и ультраметаморфизма, оказывавших глубокое воздействие на осадочные и вулканогенные образования.

Особенность геологического строения габбро-анортозитовых массивов несущих медно-никелевую минерализацию

В пределах Дальневосточного габбро-анортозитового пояса известно несколько проявлений медно-никелевой минерализации в Лантарском, Баладекском, Иманатском массивах и ряд мелких и средних месторождений в пределах массива Кун-Манье. Далее на запад в пределах Читинской области медно-никелевое месторождения Чинеского массива. Проявления медно-никелевой минерализации изучено очень слабо в связи с этим, основная информация об особенностях геологического строения и рудоносности излагается по материалам изучения массивов Кун-Манье и Чинейского изученного с поверхности канавами, на глубину скважинами, геофизическими исследованиями и данными бороздового и кернового опробования.

Массив Кунь-Манье располагается на юго-восточной окраине Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Здесь в последние годы поисковыми и поисково-оценочными работами силами ФГУПП “Дальгеофизика” была выявлена серия рудоносных структур и рудопроявлений с медно-никелевой минерализацией промышленного типа (Ю.П. Потоцкий, Л.П. Собалев, Б.А. Зарубин и др. 2002–2005). В структурном отношении эта рудоносная площадь приурочена к области сочленения разнородных по строению и по возрасту крупных раннедокембрийских тектонических блоков Южно-Алданской и Становой систем, пространственно распола-

гаясь на западном фланге Джанинского и северо-восточной окраине Туксанийского блоков. Геологическое строение этой территории является крайне сложным, обусловленным значительной длительностью развития, метаморфизма, складчатости, ультраметаморфизма и гранитизации пород рамы, многократным внедрением больших объемов магм разного состава и многоэтапностью структурно-тектонических и динамометаморфических преобразований. Геологическое строение ее изучено в целом слабо [1, 2] и поэтому в трактовке стратиграфии, магматизма, тектоники и металлогении еще много дискуссионного и не до конца изученного. По данным исследований последних лет, в пределах этой рудоносной территории выделяется несколько пространственно разобщенных ареалов распространения интрузий мафит-ультрамафитов с кобальт-медно-никелевой минерализацией, которые по своим параметрам и прогнозируемым ресурсам рудных компонентов отвечают рангу мелких и средних месторождений. Так, в центральной осевой части западного фланга Джанинского блока выявлена и частично опоискована Курумканская рудная зона (участок Кун-Маньл), представляющая собой ареал распространения никеленосных интрузий мафит-ультрамафитов, вытянутый в северо-западном направлении от верховьев руч. Кубук (бассейн р. Атага) до истоков руч. Мал. Курумкан и далее. Небольшие ареалы и рои развития тел мафит-ультрамафитов с аналогичной минерализацией, установленные восточнее, западнее и южнее от вышеназванной рудоносной зоны, в виду их пространственной разобщенности, рассматриваются в качестве самостоятельных потенциально рудоносных структур (в бассейнах руч. Ян-Хэгдэ, Кустак, Богидэ, Кэндэкэ, Утанах, Суксу, Укикан). Исходя из анализа материалов геохимических и аэрогеофизических съемок, все эти рудоносные структуры являются, по-видимому, звеньями вытянутой в северо-западном направлении металлогенической зоны с кобальт-медно-никелевой специализацией.

Структурно-петрологическими исследованиями установлено, что основная масса рудных и рудоносных тел мафит-ультрамафитов сосредоточена в пределах верхней части юго-западного крыла сложнодислоцированной крупной антиклинальной складчатой структуры кристаллического фундамента [2, 3], в осевой и центральной частях которой обнажаются доскладчатые раннеархейские метагабброиды западного фланга Кун-Маньлнского массива. Эта антиклинальная структура, как и заключенный в ней массив, ступенчато разбита разломами на ряд блоков, смещенных к северо-востоку друг относительно друга и соответственно приведших к нарушению структуры рудной зоны. Простираение тел мафит-ультрамафитов, как и ареала их распространения, в целом совпадает с простираением шарнира Курумканской антиклинали [1].

В пределах участка Кун-Маньл выявлено около 30 крупных и десятки мелких интрузий мафит-ультрамафитов, расположенных группами, часто в несколько ярусов (по вертикали), реже отмечаются одиночные разрозненные тела. Породы этого рудоносного комплекса представлены вебстеритами, плагиовебстеритами (габброноритами), гарцбургитами, лерцолитами, клино- и ортопироксенитами, горнблендитами, верлитами. Наиболее широко среди них распространены вебстериты и плагиовебстериты.

Подавляющая часть тел имеет четкие секущие контакты по отношению к полосчатости и гнейсовидности вмещающих их метагабброидов, кристаллосланцев, плагиогнейсов и марагайских гранито-гнейсов (канава 13); в единичных случаях у

маломощных инъекционно-линзовидных тел мафит-ультрамафитов отмечались крутопадающие субсогласные с полосчатостью вмещающих пород контакты. В последних контактовые изменения выражены иногда в виде зон осветления, метасоматического окварцевания с сульфидами или амфиболизации (актинолит-тремолит, хлорит) мощностью от первых сантиметров до 9–11 м (скв. 25). Реже встречались контакты более сложного строения, представляющие собой чередование “слояков” метагаббро, насыщенных маломощными прожилками вебстеритов, и пропитанных, в свою очередь, тонкими (до 1–2 мм) прожилками, гнездами и мелкой вкрапленностью сульфидов (скв.18). В большинстве случаев рудоносные тела мафит-ультрамафитов, особенно наиболее значительные по мощности и протяженности, имеют с вмещающими породами тектонические контакты.

Наиболее крупные и протяженные интрузии мафит-ультрамафитов, как и большинство мелких тел, имеют в разрезе пластообразную и линзовидную форму, встречаются в виде пластин. Повсеместно отмечается структурно-тектоническое несогласие этих тел и вмещающих их зон бластомилонитов, представленных пологими разрывными нарушениями со структурами кристаллического фундамента. Пространственно они расположены в зонах полого падающих (10–25°, реже до 35°) на северо-восток и север древних разрывных нарушений типа чешуйчато-надвиговых структур, в пределах которых отмечено расположение рудоносных интрузий в 1–3 яруса по вертикали. Вещественным выполнением этих зон разрывных нарушений являются плотные и массивные бластомилониты, состоящие из слюдяно-эпидот-амфиболовых, хлорит-актинолитовых и полевошпат-кварц-тремолит-актинолитовых сланцев. Простираие тел мафит-ультрамафитов, как и вмещающих их зон бластомилонитизации, колеблется от северо-западного на востоке участка Кун-Маньл до субширотного на западе и совпадает с простираием преобладающей полосчатости метагабброидов массива и вмещающих его метаморфитов и Курумканской антиклинали в целом. И в то же время по замерам углов падения описываемые интрузии резко дискордантны по отношению к складчатым структурам кристаллического фундамента. Если для тел мафит-ультрамафитов и пространственно сопряженных с ними зон бластомилонитизации характерны пологие на северо-восток и север углы падения (10–25°), то для сложнорасчлененных пород кристаллического фундамента замеры углов падения полосчатости, гнейсовидности, контактов разных слоев, складчатости, зон более древнего рассланцевания и диафореза, как правило, крутые (50–90°) в северо-восточных и юго-западных, реже в северных и южных румбах.

Пространственно Чинейский массив расположен на севере Олекмо-Витимского нагорья, вблизи южного краевого шва Сибирской платформы. Основу докембрийского структурного плана образуют Чарская и Каларская глыбы архея, разделенные раннепротерозойским Кодаро-Удоканским прогибом. В неотектонической структуре рудный район представляет рифтогенную горсто-грабенную систему хребтов (Кодар, Удокан, Каларский) и глубоких впадин (Верхнечарская и др.), являющуюся северо-восточной частью Байкальского рифта. В пространственном размещении докембрийских рудоносных зон определяющую роль играют пограничные структурные швы, которым подчиняется конфигурация Кодаро-Удоканского прогиба, а также поперечных к ним подвижных зон, разделяющие архейские выступы на блоки второго порядка. Внедрение расслоенного Чинейского массива

относится к протерозойской эпохе. Массив представляет собой тело сложной морфологии, залегающее дискордантно в нижнепротерозойских терригенно-карбонатных отложениях.

Основным элементом внутреннего строения рудных тел является расслоенность. Главные составляющие расслоенности – титаномагнетиты (титаномагнетита более 50 %), рудные (титаномагнетита 50–25 %), железистые (титаномагнетита 25–7 %) и слабжелезистые (титаномагнетита 7–2 %) разновидности габброидов. Эти разновидности в пачках аномально железистых габброидов могут быть в различных сочетаниях и соотношениях. При этом отдельным рудным телом соответствуют только определенные сочетания и соотношения указанных разновидностей.

литература

1. Васькин А.Ф., Карсаков Л.П. Сехтагский габбро-анортозитовый массив (восток Становой складчатой области) // Минеральные фации кристаллических пород. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 91–98.
2. Гамеля Ю.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. С. Джугджурская. Лист N53-1. М., 1969. с. 88.
3. Годзевич Б.А. Тектоническая позиция и генезис габбро-анортозитовой формации Становика-Джугджура // Геология магматизм и оруденения Приамурья. Владивосток, 1985. С. 35–40.

В.С. Куликов¹, Я.В. Бычкова², В.В. Куликова¹

**КОМАТИТОВАЯ СЕРИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
(СОСТАВ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ)
И ПРОБЛЕМЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ**

¹*Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск,*

²*ГЕОХИ РАН, г. Москва*

Одним из крупнейших достижений в области петрологии во второй половине XX в. является открытие коматиитов – ультраосновных вулканитов, сформировавшихся из высокотемпературных (более 1420 °С) высокомагнезиальных мантийных расплавов. Свое название эти породы получили по р. Комати в ЮАР. М. и Р. Вильоны в 1969 г. впервые опубликовали статью, в которой описали новые вулканические породы из ЮАР со своеобразными текстурами и структурами, названными австралийским геологом Р. Несбитом “спинифекс”. Структуры, образованные скелетными, дендритными, пластинчатыми формами оливина и игольчатого клинопироксена и названные “спинифекс” по сходству с австралийской остролистной травой *Triodia spinifex*, явились важнейшим признаком кристаллизации породы из ультраосновного расплава на поверхности Земли. В зеленокаменных поясах (ЗП) Австралии, ЮАР и Канаде они сопровождаются месторождениями никеля, платиноидов, золота и др. полезных ископаемых. В СССР исследования в этом направлении были начаты В.С. Куликовым (1971 г.), когда им впервые на территории страны были обнаружены необычные структуры в палеопротерозойских высокомагнезиальных стекловатых вулканитах кряжа Ветреный Пояс (г. Голец), а впоследствии впервые в мире проведено экспериментальное воспроизведение структур в лабораторных условиях. Хотя существовало сомнение в достоверности этих результатов, в том числе и видными учеными, новая информация для научной общественности о находке коматиитов с типичными структурами оливинового спинифекса В.В. Куликовой в 1978 г. в Сумозерско-Кенозерском ЗП мезоархея (Карелия, Золотые Пороги на р. Кумбукса) стала возможной благодаря усилиям акад. О.А. Богатикова и акад. В.С. Соболева. В дальнейшем коматииты и коматиитовые базальты как важная составная часть разрезов раннего докембрия были обнаружены практически во всех мезоархейских ЗП Карелии. В 1982 г. издана первая в мире монография “Komatiites” (ред. N. Arndt, R. Nesbitt), но упоминаний о подобных породах в СССР в ней нет. В 1988 г. большим авторским коллективом (В.С. Куликов, А.В. Гирнис, В.Я. Горьковец, В.В. Куликова, М.Б. Раевская, И.Д. Рябчиков, А.И. Светова) была опубликована первая в СССР монография по высокомагнезиальным вулканитам Балтийского щита (отв. ред. О.А. Богатиков), получившая высокую оценку в России и за рубежом, но в настоящее время требующая обновления. В 1987 г. Я.В. Бычковой и В.В. Куликовой при участии С.А. Вяхирева в районе оз. Волоцкого (Плесецкий р-н, Архангельской обл.) обнаружены интенсивно метаморфизованные коматииты и коматиитовые базальты в палеоархейских образованиях Водлозерского блока, эти данные были опубликованы при содействии акад. Н.Л. Добрецова. Водлозерский блок в 80-е гг. был местом повышенного интереса многих геологов: ИГГД РАН (С. Б. Лобач-Жученко с коллегами), ИГЕМ РАН (А.К. Симон, А.В. Гирнис, А.В. Самсонов и др.) и др. Совокупность результатов работ позволила объединить метаморфизованные вулканиты в древнейшую для Фенноскандинавского щита **волоцкую свиту**, однако отсутствие структур спинифекс и в настоящее время создает трудности в их корректной идентификации

и дискуссионные моменты о времени их образования. С.А. Световым [1997] предложено свое видение “коматиитовой проблемы” в “Коматиит-толеитовой ассоциации Ведлозерско-Сегозерского ЗП Центральной Карелии” и др. В 2008 г. вышла вторая монография Н. Арндта с коллегами, в которой российским коматиитовым породам было уделено скромное место: 1 – Костомукша (архей), 2 – Ветреный Пояс (палеопротерозой), 3 – Тунгурча (архей). Прикладное значение коматиитовой серии на основе присутствия коматиитов в пределах Каменноозерской структуры (Сегежский и Медвежьегорский р-ны РК) было опробовано Карельской ПСЭ, которая провела комплексные работы на поиски медно-никелевых месторождений, аналогичных австралийским, но масштабы оказались более чем скромные.

Когда в 1980 г. на Пенроузской конференции (Канада) было принято определение терминов “коматиит” и “коматиитовый базальт” с границей между ними в $MgO = 18\%$ по кажущемуся min концентрации анализов высокомагнезиальных пород и утверждено понятие “коматиитовая серия”, предполагалось, что основные вопросы по ее идентификации были решены. Однако поскольку эти породы стали катализатором для новых подходов к изучению петрологии мафит-ультрамафитового магматизма, стали возникать новые проблемы.

Исследованные образцы коматиитов со структурой спинифекс из некоторых регионов мира (коллекция В. С. Куликова) на микроанализаторе “INCA Energy 350” на базе сканирующего электронного микроскопа “VEGA II LSH” в ИГ Карельского НЦ РАН обнаружили следующие особенности. Главным минералом структур в образцах из ЮАР (Барбертон), Канады, ФШ (Золотые Пороги и Костомукша) являются пластинчатые кристаллы оливина разной формы или псевдоморфоз тальк-тремолитовых ассоциаций с самостоятельной поздней фазой магнетита + хромита (Фенноскандинавский щит) или хромита (Канада). Для образцов из Австралии и Финляндии они не характерны.

Австралия. Составы (%): 1) породы в целом: $MgO - 27.16$, $Al_2O_3 - 6.14$, $SiO_2 - 49.79$, $CaO - 7.52$, $TiO_2 - 0.35$, $Cr_2O_3 - 0.68$, $FeO - 8.36$; 2) оливина – нет; 3) пироксена-1: $MgO - 29.36$, $Al_2O_3 - 10.72$, $SiO_2 - 44.80$, $CaO - 4.54$, $TiO_2 - 0.62$, $FeO - 9.97$; 4) пироксена-2: $Na_2O - 0.60$, $MgO - 24.67$, $Al_2O_3 - 33.16$, $SiO_2 - 54.04$, $CaO - 10.27$, $TiO_2 - 0.08$, $Cr_2O_3 - 0.60$, $FeO - 6.59$; 5) хромита: $MgO - 1.28$, $Al_2O_3 - 12.22$, $TiO_2 - 0.45$, $Cr_2O_3 - 47.78$, $MnO - 1.60$, $FeO - 35.14$, $ZnO - 1.53$.

ЮАР. Составы: 1) породы в целом: $MgO - 28.33$, $Al_2O_3 - 5.30$, $SiO_2 - 48.43$, $CaO - 7.42$, $TiO_2 - 0.47$, $FeO - 10.05$ и $Na_2O - 0.58$, $MgO - 27.08$, $Al_2O_3 - 3.92$, $SiO_2 - 49.74$, $CaO - 8.67$, $FeO - 10.01$; 2) псевдоморфоз по оливины: $MgO - 36.00-37.94$, $Al_2O_3 - 7.07-1.30$, $SiO_2 - 46.29-51.17$, $CaO - 3.11-2.51$, $FeO - 7.53-6.95$.

Канада. Составы: 1) оливина: $MgO - 48.15$, $SiO_2 - 39.96$, $Cr_2O_3 - 0.47$, $FeO - 11.42$, $MgO - 49.03$, $SiO_2 - 41.07$, $FeO - 9.90$; 2) пироксена: $Na_2O - 2.08$, $MgO - 10.69$, $Al_2O_3 - 12.20$, $SiO_2 - 45.74$, $CaO - 14.30$, $TiO_2 - 0.72$, $FeO - 14.26$; 3) хромитов: $MgO - 6.48-5.27$, $Al_2O_3 - 17.0-17.9$, $SiO_2 - 1.35-3.48$, $Cr_2O_3 - 37-41$, $Mn - 0.8$, $FeO - 35$, $TiO_2 - 0.45$, $V_2O_5 - 0.49$.

Золотые Пороги (Карелия). Составы: 1) породы в целом: $MgO - 29.10$, $Al_2O_3 - 5.22$, $SiO_2 - 49.41$, $CaO - 7.78$, $Cr_2O_3 - 0.61$, $FeO - 7.88$; 2) псевдоморфоз по оливины: $MgO - 38.58$, $Al_2O_3 - 12.91$, $SiO_2 - 41.19$, $Cr_2O_3 - 0.57$, $FeO - 6.75$; 3) псевдоморфоз по пироксену: $MgO - 23.64$, $SiO_2 - 59.77$, $CaO - 14.35$, $FeO - 2.24$.

Финляндия. Составы: 1) породы в целом: $Na_2O - 3.12$, $MgO - 13.38$, $Al_2O_3 - 14.58$, $SiO_2 - 48.03$, $CaO - 7.12$, $TiO_2 - 0.65$, $Cr_2O_3 - 0.56$, $FeO - 12.57$; 2) псевдоморфоз

по оливину: MgO – 23.96, Al₂O₃ – 25.50, SiO₂ – 31.46, FeO – 19.07; 3) пироксена: Na₂O – 0.83, MgO – 17.48, Al₂O₃ – 4.87, SiO₂ – 53.78, CaO – 12.14, FeO – 10.90; 3) плагиоклаза: Na₂O – 12.02, Al₂O₃ – 20.32, SiO₂ – 67.65.

Костомукша (Карелия). Составы: 1) породы в целом: MgO – 25.66, Al₂O₃ – 7.70, SiO₂ – 47.24, SO₃ – 0.85, CaO – 7.48, Cr₂O₃ – 0.66, FeO – 10.41; 2) псевдоморфоз по оливину: MgO – 33.79, Al₂O₃ – 17.20, SiO₂ – 37.89, FeO – 11.12; 3) пироксена: MgO – 23.98, Al₂O₃ – 2.12, SiO₂ – 56.84, CaO – 11.43, FeO – 5.63.

С одной стороны, сравнение полученных результатов с ранее известными и вновь опубликованными свидетельствует об их широком распространении коматиитовой магмы в палео- и мезоархее на основании высокого уровня сходимости ее составов по разным континентам. Но в планетарном масштабе накапливается большой объем составов коматиитовой серии, который не столь однозначен, вероятно, за счет контаминации коровым материалом приповерхностных очагов магмы и сложной дифференциации на уровне верхней мантии.

Для первого случая наиболее благоприятными для исследований остаются коматиитовые базальты палеопротерозойского рифта Ветреный Пояс. Вулканоплутонический комплекс Руйга - Голец на СЗ палеорифта представлен ~ 20 покровами коматиитовых базальтов и дифференцированными интрузивами. На крайнем ЮВ Ветреного Пояса (Синегорье–участок Мяндуха) выделено 12 низкомагнезиальных (НКБ) покровов. Один покров по химическому составу наиболее кислый во всем разрезе (до 54 % SiO₂) из-за существенной контаминации при излиянии, поскольку подстилающая токсинская свита представлена кварцитами, что послужило причиной выделения в этом районе так называемых “бонинитоподобных пород”. В покровах проявлена слабая дифференциация и обогащение подошвенных частей кумулятивным оливином. В кровле отмечаются зародыши подушечных текстур и миндалекаменные текстуры. Массивная текстура сохраняется в подошвенных частях покровов, где наблюдается столбчатая отдельность, а также горизонты долеритового облика. Мощность (более 3.15 км) лавового плато коматиитовых базальтов, совпадающая с оценкой по геофизическим параметрам, при современной его площади (более 2600 км²), позволяет оценить объем излившихся лав около 8190 км³.

На диаграмме TAS составы этой ассоциации образуют узкое индивидуальное поле составов коматиитовой серии. Анализ на диаграмме Ti/Zr – Al₂O₃/TiO₂ показал, что составы палеопротерозойских коматиитовых базальтов образуют самостоятельное поле «финальных» расплавов, которые имеют повышенное содержание щелочей, а также легких РЗЭ (особенно церия). Авторы рассматривают этот тип магм (MgO – 9–18 %, TiO₂ – 0.5–1 %), слагающих кряж Ветреный Пояс - крупнейший в Мире район их проявления (>5000 км²), как “ветренитовый”, т.к. это название объективно характеризует петрохимический тип и закономерное звено в ряду высокомагнезиальных магм: коматиитовая (Mg > 18 %, TiO₂ < 1 %), ветренитовая (Mg – 9–18 %, TiO₂ – 0.5–1 %), бонинитовая (Mg > 8 %, TiO₂ < 0.5 %), меймечитовая (Mg > 18 %, TiO₂ > 1 %). В интрузивах наиболее магнезиальные породы приурочены к кумулятивной, а кремнеземистые – к габбровой зонам. В дифференцированных лавовых покровах породы по химизму сопоставимы с соответствующими им интрузива. Исходным петрохимическим типом для магматитов рассматриваются контаминированные высокомагнезиальные магмы.

На диаграмме Ti/Zr – Al₂O₃/TiO₂ вулканиты ВП и их интрузивные комагматы образуют самостоятельное поле. Спектры распределения РЗЭ в различных дифференциатах интрузивов и покровах отвечают процессам фракционирования в магматичес-

ких камерах. Отрицательные или близкие к нулю значения ϵNd для интрузивных пород массива Руйга и вулканитов г. Голец свидетельствуют (?) об обогащенном характере мантийного источника их расплавов или об их контаминации коровым веществом в процессе внедрения и кристаллизации. Последнее может подтвердиться присутствием в вулcano-плутонических комплексах мафит-ультрамафитов не только Се, но и Au. Au установлено в бадделеите в мафит-ультрамафитах среднеглубинных интрузивов, а единичные зерна – в некоторых покровах коматиитовых базальтов, в ряде даек, пластовых телах долеритов, мелких малоглубинных интрузивах побережья Онежского озера сумийского возраста. Бадделеит обычно находится в “ядре” зональных зерен ассоциации бадделеит – циркон, при этом в нем отмечено устойчивое содержание Au, не установленное иными методами в породе (от 1.5 вес. % – в мафит-ультрамафитах коматиитовой серии до 2.5 вес. % и выше – в толеитовой и пикритовой). Магматический генезис Au (Cu-Ag-Au минерализация) традиционно связывается с материнскими породами среднего состава: диориты, андезиты, риодациты. Природа впервые выявленного нами “магматического” Au в мафит-ультрамафитах разных петрохимических серий: мантийное в расплавах или привнесенное в процессе контаминации архейским коровым гранитоидным материалом, остается объектом будущих исследований.

В палеопротерозое ЮВ Фенноскандии на площади около 250 000 км² авторами выделено 3 крупных магматических провинции (КМП) мафит-ультрамафитов: сумийская (2.5–2.4 Ga), ятулийская (2.2–2.1 Ga), людииковийская (2.06–1.96 Ga), представленные ветрениитовой, толеитовой, пикрит-толеитовой типами магм.

В сумийской КМП выделяются разноглубинные фации: поверхностные вулканические, малоглубинные (до 5 км) субвулканические, среднеглубинные (5–10 км) и глубинные (больше 10 км), которые формируются мантийными плюмами. Авторы развивают концепцию двухэтапного становления сумийского плюма Виндибелт: на 1-м этапе в конце архея был сформирован суперкратон Суперия, в состав которого входили Фенноскандия и С.Америка. Ряд возрастов: вулканическая фация - лавы коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс (2449–2410 Ma); субвулканическая – подвулканные интрузивы Руйга (2395 Ma); среднеглубинная – массивы “Киричгора” (2437 Ma) и Выжигга, глубинная - Бураковско-Аганозерский плутон (2449 Ma), по бадделеиту – 2508–2510 Ma для габброноритовых даек (Авдеевская и Шальская) в совокупности значений сопоставим с данными по расслоенным интрузивам Кольского п-ова (около 2.5 Ga) и магматитов Мистассини (Канада) (2504 Ma) и свидетельствует о масштабной планетарной перестройке и начале палеопротерозоя на Земле. В условиях постоянной нестабильности структуры планеты под действием космических сил суперплюм стал закономерно разрушаться в период около 2.5 Ga (начале палеопротерозоя), активизируя эндогенные процессы, обеспечившие передачу внутренней энергии на границе “ядро–мантия” в литосферу через плюмы (суперплюмы).

Задачи исследований коматиитовой серии:

- 1) автономность и границы с другими высокомагнезиальными сериями на основе петрохимических диаграмм, корректно отражающих соотношение ведущих и геохимии редких и РЗЭ, 2) региональная специфика материнских магм, 3) условия их генезиса, 4) классификация видов и разновидностей пород, 5) особенности онтогении минералов, слагающих высокомагнезиальные породы, 6) роль этой серии в формировании крупных магматических провинций (КМП или LIPs) от раннего докембрия до кайнозоя и др.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00376-а

В.А.Кутолин¹, В.А.Широких¹

**БАЗАЛЬТОИДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ
РОССЫПЕЙ ВАНАДИСТОГО ТИТАНОМАГНЕТИТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА**

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г.Новосибирск

Как известно, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс располагается на мезо-кайнозойской активной окраине Азиатского континента. Мы детально изучили вулканизм и магматизм средней части Восточного Сихотэ-Алия от мыса Золотого до мыса Сюркум [1, 2], причем в процессе этих исследований была обнаружена новая крупная провинция россыпей ванадистого титаномагнетита в западной части Татарского пролива [4, 5], возникшая за счет размыва пород некоторых из базальтоидных комплексов исследованного района. Для того, чтобы сделать геологическую оценку потенциальных ресурсов этих россыпей, необходимо было изучить распределение фенокристов титаномагнетита в таких породах, а также выяснить закономерности его кристаллизации. При таком изучении выяснилось, что коренными источниками прибрежно-морских россыпей западной части Татарского пролива являются пирокласты и лавы андези-базальтового и андезитового состава, имеющие палеоцен-эоценовый (кузнецовская свита) и олигоцен-миоценовый (кизинская свита) возраст, так как они содержат от 2 до 6 % фенокристов титаномагнетита. Эти породы протягиваются вдоль побережья Татарского пролива на 700 км от мыса Лазарева на севере до мыса Золотого на юге. Наши работы проводились на участке от мыса Золотого до мыса Сюркум на протяжении 350 км, при этом в прибрежной зоне Татарского пролива до глубины 20 м нами обнаружено 7 участков подводных россыпей, общие запасы которых составляют около 40 млн т титаномагнетитового концентрата. Выявлено также ещё несколько перспективных участков для поисков россыпей. Общие прогнозные ресурсы титаномагнетита в россыпях на западном шельфе Татарского пролива будут очень большими, так как на протяжении около 500 км западное побережье северной половины Татарского пролива представляет собой абразионный берег с высотой клифа от 40 до 150 м, причем эти береговые обрывы интенсивно размываются морем.

Скорость абразии западного побережья Татарского пролива за последние 8 тыс. лет можно оценить по данным геологической съёмки юго-западного шельфа Сахалина, которую провели сотрудники ПГО “Дальморгеология” [6]. Здесь было выявлено пять древних береговых линий, погруженных под современный уровень Татарского пролива и располагающихся на глубинах 85–95 м, 70–75 м, 55–60 м, 50–60 м и 20–30 м. Береговая линия на глубине 20–30 м соответствует началу среднеголоценового этапа последней послеледниковой трансгрессии, который начался 8000 лет назад, а закончился 2500 лет назад. Из этих геологических данных можно сделать вывод, что в течение всего среднеголоценового времени для абразионного побережья западной части Татарского пролива протекали активные процессы денудации, которые в конечном счёте привели к дезинтеграции вулканических пород, располагавшихся от изобаты 20–30 м до современного уровня моря. По данным батиметрии шельфа западной части Татарского пролива на абразионном побере-

жье от мыса Туманного до мыса Лазарева изобата 20 м удалена от суши на 700–1500 м на берегах общей длиной 250 км, и удалена от суши на 200–700 м на берегах общей длиной 260 м. Можно считать, что в западной части Татарского пролива на абразионном побережье с активным клифом, общей протяженностью 510 км, за последние 8000 лет коренной берег отступил в сторону суши в среднем на 1 км. Тогда средняя скорость абразии коренного берега составляет 12 см в год. Умножив эту величину на протяженность абразионного берега в 510 км и среднюю высоту клифа в 100 м, получим объём вулканитов, дезинтегрированных за последние 8 тысяч лет. Он составит 50 км³. При плотности вулканитов в 2.7 тонны/м³ и содержании в них титаномагнетита с плотностью 5.5 т/м² в 2%, вес рудного титаномагнетитового концентрата, высвободившегося в процессе абразии и поступившего в прибрежную зону Татарского пролива составит около 2.5 миллиардов тонн. Эта оценка сделана только для среднеголоценового времени абразии.

Выше было отмечено, что на шельфе юго-западного Сахалина обнаружено пять древних береговых линий на глубинах от 95 до 20 м. Поэтому весьма вероятно, что на западном шельфе Татарского пролива имеются аналогичные древние береговые линии, которые будут контролировать расположение титаномагнетитовых россыпей на соответствующей глубине, а это значительно увеличивает общие прогнозные ресурсы провинции титаномагнетитовых россыпей в западной части Татарского пролива. Сотрудниками ПГО «Дальморгеология» обнаружены титаномагнетитовые россыпи на западном шельфе Татарского пролива на глубине 30–50 м, по-видимому, приуроченные к этим древним береговым линиям. [3].

Толейтовые и щелочные базальтоиды совгаванской свиты и ванинской толщи не содержат вкрапленников титаномагнетита, поэтому при их разрушении титаномагнетитовые россыпи не образуются.

Для того, чтобы оценить потенциальные возможности вулканических пород разных формаций являться коренными источниками титаномагнетитовых россыпей, необходимо рассмотреть особенности кристаллизации титаномагнетита в вулканических породах. Экспериментальные и теоретические исследования показали, что характер кристаллизации этого минерала зависит от летучести кислорода в магматическом расплаве, а эта величина определяется составом магмы, её температурой, содержанием в ней летучих компонентов и их составом. При высокой летучести кислорода температура кристаллизации магнетита из расплава увеличивается, и он кристаллизуется раньше железосодержащих силикатных минералов, образуя фенокристы. При низкой летучести кислорода магнетит кристаллизуется после силикатных минералов и обычно образует мелкие зернышки («рудную пыль») в основной массе. Совершенно очевидно, что магнетитовые россыпи могут образоваться только при дезинтеграции пород с фенокристами магнетита, то есть сформировавшихся при высокой летучести кислорода.

Как известно, обычно считается, что высокая летучесть кислорода зависит от повышенного содержания воды в магматическом расплаве. Вода несомненно присутствовала в областях магмогенерации расплавов для пород кузнецовской свиты и кизинской серии, так как эти области располагались на границах с зоной субдукции океанических осадков под активную континентальную окраину Восточного Сихотэ-Алиня.

Среди пород кузнецовской свиты и кизинской серии высокое содержание феностов магнетита наблюдается в пирокластических породах, которые образовались за счет взрывных эксплозий, связанных с повышенным содержанием воды в магматических очагах. Кроме того, как показало специальное изучение крепости пород по методу М.М.Протодяконова, пирокласты разрушаются в 2 раза быстрее эффузивных пород, что способствует более быстрой дезинтеграции пирокластов в прибрежной зоне Татарского пролива с высвобождением из них вкрапленников титаномагнетита. Поэтому пирокласты являются главным коренным источником титаномагнетита для формирования россыпей Татарского пролива. Доля пирокластов среди пород кизинской серии составляет от 40 до 60%, так как эти породы образовались в результате деятельности крупных вулканов центрального типа. [1,2].

Содержание рудного концентрата в титаномагнетитовых россыпях Татарского пролива колеблется от 3 до 10%. Концентрат состоит из 75–90% магнитной фракции, а остальное приходится на электромагнитную фракцию. Магнитная фракция содержит 75–80% окислов железа, 9–12% двуокиси титана и 0,4–0,6% V_2O_5 , поэтому она представляет собой комплексную руду этих металлов (см. таблицу).

Средние химические составы магнитной и электромагнитной фракций титаномагнетитовых россыпей Татарского пролива

номера участков	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Окислы, вес %										
Fe ₂ O ₃	52.21	55.16	57.69	52.36	54.11	51.38	56.74	57.73	56.98	32.31
FeO	23.69	24.66	25.05	28.74	27.12	21.52	23.17	21.25	7.23	18.19
TiO ₂	11.76	8.21	9.55	10.07	9.66	8.90	8.94	9.72	15.04	29.61
V ₂ O ₅	0.55	0.55	0.49	0.60	0.35	0.40	0.41	0.42	0.38	0.29
Cr ₂ O ₃	0.07	0.18	0.09	0.12	0.17	0.05	0.20	0.25	0.06	0.05
MnO	0.58	0.60	0.40	0.45	0.42	0.40	0.46	0.48	0.87	2.03
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.06	0.15	0.08	0.16	0.11	0.25	0.23	0.27
SiO ₂	4.24	3.74	0.80	1.00	3.48	8.90	4.89	4.33	8.20	7.35
Al ₂ O ₃	3.11	1.84	2.35	3.90	3.10	3.20	3.26	2.93	3.50	4.33
MgO	2.55	0.77	1.72	2.67	2.21	4.21	2.30	2.51	2.76	1.18
CaO	0.44	1.06	0.18	0.23	0.46	1.11	0.57	0.63	0.84	1.66
Na ₂ O	0.21	0.20	0.17	0.05	0.25	0.36	0.46	0.29	0.28	0.22
K ₂ O	0.26	0.23	0.30	0.03	0.27	0.27	0.28	0.25	0.30	0.36
Количество анализов	23	13	2	1	5	1	7	6	9	12

1 – магнитная фракция участка мыс Ича – мыс Пешерный. 2 – магнитная фракция участка бухта Лудза – бухта Неми. 3 – магнитная фракция шельфовых россыпей участка бухты Чума-Дуа. 4 – магнитная фракция пляжевых россыпей участка бухты Чума-Дуа. 5 – магнитная фракция шельфовых россыпей участка мыс Аукан – мыс Острый. 6 – магнитная фракция пляжевых россыпей участка мыс Аукан – мыс Острый. 7 – магнитная фракция шельфовых россыпей участка мыс Острый – мыс Сюркум. 8 – магнитная фракция пляжевых россыпей участка Аукан – мыс Сюркум. 9 – электромагнитная фракция россыпей участка мыс Ича – мыс Пешерный. 10 – электромагнитная фракция россыпей участка бухта Лудза – бухта Неми.

Магнитная фракция состоит из гомогенного титаномагнетита (5–7 %) титаномагнетита с ламеллями железистого ильменита (15–25 %), титаномаггемита (35–60 %), сростков титаномагнетита с титаномаггемитом (15 %) и ильменита с ламеллями магнетита (<0.5). Электромагнитная фракция состоит из 30–40 % ильменита, 30–35 % гемоильменита, 20–25 % ильменогематита и 15 % гематита.

В Институте металлургии Российской Академии наук проведена предварительная металлургическая и экономическая оценка переработки рудного концентрата россыпей Татарского пролива применительно к условиям завода “Амурсталь”. Установлено, что концентрат можно рентабельно перерабатывать по технологии ИМЕТ РАН (окомкование, предварительное восстановление окатышей во вращающихся трубчатых печах, электроплавка восстановленной шихты в закрытых рудно-термических печах). При этом годовая переработка 1.9 млн т концентрата позволит получить 11 тыс. т феррованадия, 1 млн т легированной стали и 250 тыс. т титанового шлака. Техничко-экономические расчеты показали, что для такой переработки необходимо 28 млн. долларов капитальных вложений и 14 млн долларов эксплуатационных расходов, однако при этом будет получено продукции на сумму 293 млн долларов.

Кроме металлургического передела на заводе “Амурсталь”, возможен экспорт титаномагнетитового концентрата в Японию, которая ввозит этот вид сырья из Новой Зеландии. Как показали технико-экономические расчеты, эксплуатационные расходы на годовую добычу, обогащение и транспортировку 1.9 млн т титаномагнетитового концентрата из россыпей Татарского пролива составляют 1.7 млн долларов, а капитальные вложения – 10.6 млн долларов, но эти затраты обеспечивают чистую годовую прибыль в 37 млн долларов, поэтому экспорт титаномагнетитового концентрата в Японию является выгодным предприятием, которое к тому же не требует крупных капитальных вложений, необходимых для металлургического передела. Потенциальным импортером титаномагнетита из россыпей Татарского пролива может стать также Южная Корея.

Литература

1. Есин С.В., Кутолин В.А., Прусевич А.А. Вулканизм средней части Восточного Сихотэ-Алиня (участок мыс Датта-мыс Сюркум). Новосибирск.: Изд-во Института геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 158 с.
2. Есин С.В., Кутолин В.А., Прусевич А.А. Магматизм средней части Восточного Сихотэ-Алиня (участок мыс Золотой-мыс Гыджу). Новосибирск.: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 201 с.
3. Иванова А.М., Ушаков В.И., Семенов Ю.П. и др. Основные результаты геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в шельфовых областях Арктических и Дальневосточных морей // Разведка и охрана недр. 1996. № 12. С. 23–25.
4. Кутолин В.А., Прусевич А.А. Геологические предпосылки для поисков титаномагнетитовых россыпей Татарского пролива. Новосибирск: Изд-во Института геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. 125 с.
5. Кутолин В.А., Прусевич А.А. Провинция титаномагнетитовых россыпей в западной части Татарского пролива. В кн.: Проблемы комплексного освоения минеральных ресурсов зоны БАМа. Новосибирск: Изд-во Института геологии и геофизики СО АН СССР, 1986. С. 262–274.
6. Хершберг Л.Б., Рязанцев А.А., Гуськов Л.Г., Шмулев В.Г., Наумов Ю.А. Древние береговые линии последлениковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 196–207.

А.В. Мельников

**БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДАМБУКИНСКОГО РУДНОГО
РАЙОНА (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ) И СВЯЗАННОЕ С НИМИ
БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ**

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Дамбукинский рудный район расположен в пределах Становой складчато-блоковой системы Алдано-Станового щита Сибирской платформы. На его территории расположено большое количество месторождений и рудопроявлений золота, железа, полиметаллов, меди, никеля, богатейшие золотоносные россыпи, месторождения графита и цеолитов. Дамбукинскому рудному району отвечает блок раннеархейских пород, расположенный между Талгинским и Усть-Гилуойским позднеархейскими метаморфическими блоками Брянтинского выступа [6].

По данным работ геологического доизучения площади масштаба 1:200000 в пределах Дамбукинского рудного района выделены следующие платиноносные базит-ультрабазитовые комплексы [4]: хани-майский комплекс метаморфизованных базитов и ультрабазитов (vAR_1^{IIIh}); ульдегитский перидотит-габбровый комплекс ($\Sigma P_1 ?u$); джалтинский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс ($v\sigma K_1 d$).

Хани-майский комплекс метаморфизованных базитов и ультрабазитов (vAR_1^{IIIh}) представлен метаморфизованными габбро, габброноритами, габброанортозитами, редко пироксенитами, горнблендитами и перидотитами. Этими породами сложены небольшие изометричные (до 1.5 км²) массивы в северной и восточной частях района и находятся среди пород джигдалинской свиты архея (массивы Маристый, Дубакитская группа, Джигда, Усть-Джигда).

Маристый массив расположен в междуречье Иликан – Ульдегит, в пределах нижнеархейского Дамбукинского блока на границе с позднеархейским Иликанским блоком [1]. Массив расслоен и представлен чередованием пород ультраосновного и основного состава. В массиве преобладают оливиниты (48 %), амфиболизированные перидотиты (19 %), габбро (13 %), амфиболизированные пироксениты (11 %), анортозиты (6 %), гранатовые плагиоклазиты (2 %) и горнблендиты (1 %). Повсеместно в породах массива, особенно в южной части, отмечается вкрапленность сульфидов, в амфиболизированных перидотитах – вкрапленность пирротина, халькопирита и пентландита (до 5–7 %), до 2 % сульфидов аналогичного состава отмечается в анортозитах. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt – до 0.55 г/т, Pd – до 0.03 г/т, Os – до 0.2 г/т, Au до 0.56 г/т. Кроме того, в шлихе из элювия содержание платины составило 61 г/т.

Массивы дубакитской группы распространены в бассейне р. Дубакит и протягиваются цепочкой до р. Чимчан. Сложены массивы, главным образом, перидотитами и пироксенитами. По пироксенитам, образуя псевдоморфозы, развиваются тальк и тремолит, нередко замещаемый хлоритом. Платиноносность массивов детально изучена только на участке “Аляска”, расположенного в верховьях руч. Новая Аляска. Горными выработками на участке вскрыты крупнозернистые пироксениты с видимой сульфидной (пирротин, халькопирит, пирит) минерализацией. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pd – до 0.72 г/т, Pt – до 0.14

г/т, Ru – до 0.1 г/т, Au – до 0.1 г/т [7]. В золотоносных россыпях рек Дубакит, Хугдер, ручьев Аргаскит, Аляска и др. встречались единичные зерна сперрилита и самородной платины.

Массив сопки Джигда расположен на водоразделе рек Уган и Джигда. От периферии к центру он представлен следующими типами пород: 1) тонкозернистая зона закалки, представленная микрозернистыми оливин-роговообманковыми пироксенитами, апопироксенитами, переходящими в микрозернистые меланогаббронориты; 2) средне-крупно-мелкозернистые роговообманковые габбронориты; 3) среднезернистые габбро; 4) среднезернистые лейкогаббро; 5) среднезернистые габбро. По данным атомно-абсорбционного анализа установлены содержания (г/т): Pt – 0.012–0.275, Pd – 0.09–0.545, Ru – 0.002–0.052, Au – 0.05–0.41.

Усть-Джигдинский массив расположен на правом берегу Зейского водохранилища, между устьями р. Джигда и руч. Берёзовый. Массив сложен, главным образом, кварцевым габбро. Площадь массива около 3 км². Макроскопически кварцевое габбро представляет собой среднезернистые массивные породы темно-серого цвета. Автометаморфические изменения в кварцевых габбро значительны и выражаются в серицитизации и сосюритизации плагиоклазов. По данным атомно-абсорбционного анализа установлены содержания (г/т): Pt – 0.02–0.342, Pd – 0.027–0.47, Ru – 0.002–0.022, Au – 0.11–0.45. В аллювии золотоносных россыпей р. Джигда и руч. Берёзовый отмечались единичные зерна сперрилита.

Ульдегитский перидотит-габбровый комплекс представлен двумя группами пород. К первой принадлежат – пироксениты, горнблендиты, габбро, габбронориты, нориты, троктолиты ($vP_1 ?u$). Вторая представлена нерасчлененными породами ультраосновного состава ($\Sigma P_1 ?u$) – перидотитами, дунитами, актинолит-тремолититами, серпентинитами, антофилитами, тремолит-плагиоклазовыми породами. Ими сложены субизометричные штокообразные и вытянутой формы тела, а также дайкообразные формы (Талгинский, Усть-Талгинский, Островной, Джуваскитский, Утумукский), приуроченные к тектонически ослабленным зонам, преимущественно, северо-западного и субширотного простирания.

Талгинский массив слагает водораздел между р. Талга и руч. Кукушкин. Массив сложен, главным образом, габбро-амфиболитами и пироксенитами, реже габбро и габбро-диоритами. Проведенными работами обнаружены обломки пироксенитов и горнблендитов с прожилково-вкрапленной и массивной сульфидной (пирротин, халькопирит) минерализацией. По данным атомно-абсорбционного анализа установлены содержания Pd – 0.12–0.57 г/т, Pt – 0.09–0.37 г/т, Au – 0.15–0.45 г/т. По данным спектрального анализа 57 штучных проб установлены содержания Cu – 0.1–0.7 % (среднее 0.43 %), Ni – 0.05–0.5 % (среднее 0.33 %), Co – 0.02–0.1 % (среднее – 0.055 %), Ag – 0.1–2.5 г/т (среднее – 1.65 г/т). Массив перспективен на обнаружение платиносодержащих медно-никелевых руд стиллуотерского (Федорово-панского) и шанучского (норильского, мончегорского) геолого-промышленных типов. Необходимо провести дальнейшие научно-исследовательские работы. В аллювии реки Талга при добыче золота попутно извлекались платиноиды.

Островной массив расположен в верхнем течении р. Большая Тында и охватывает также бассейны рек Островная и Большой Джуваскит. Основные и ультраосновные породы массива представлены, главным образом, габбро, габбро-амфиболитами, горнблендитами и габбро-диоритами. В истоках р. Большой Джуваскит,

по руч. Юдинский при эксплуатации россыпи золота в обломках ультрабазитов были обнаружены самородки Fe-Cu состава. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание Pt – 6.6 г/т, Pd – 5.6 г/т, Au – 0.7 г/т, Ag – 37 г/т, по данным спектрального анализа, содержание Pt – 50 г/т, Au – 5 г/т, Ag – 50 г/т, Cu – 0.7%, Ni – 0.1 %, Zn – 0.1 % [5]. Кроме того, в золотоносных россыпях р. Островная и ее притоков, дренирующих породы массива отмечались единичные зерна сперрилита

Джуваскитский массив расположен на правом берегу р. Большой Джуваскит. В составе массива преобладают метаморфизованные разности габброидов – габбро-нориты и габбро-амфиболиты, реже отмечаются дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов. В пределах массива известно Джуваскитское золото-платиноидное рудопроявление, в метасоматитах которого атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Pt – до 0.1 г/т, Pd – 0.004–0.05 г/т, Rh – 0.05 г/т, Au до 1.88 г/т, Ag до 6.8 г/т [5]. Кроме того, в золотоносных россыпях ручьев Голубой и Вороновский, дренирующих породы массива отмечались единичные зерна сперрилита и самородной платины.

В бассейне руч. Горациевский среди пироксенит-перидотитового массива (рудопроявление Радостное) канавами вскрыты маломощные (до 0.3–2 м) линзовидные тела сульфидизированных тремолитовых, актинолит-тремолит-графитовых, тальк-карбонатных сланцев и оталькованных серпентинитов. По данным атомно-эмиссионной спектроскопии содержание Pt – до 0.873 г/т, Pd – до 0.104 г/т. По данным атомно-абсорбционного анализа, содержание Pt – до 2.16 г/т, Pd – до 0.43 г/т, Au – до 51 г/т. Спектральным анализом установлено содержание Au до 50 г/т, пробирным – 37.3–40.4 г/т [3].

В состав джалтинского комплекса (DJK_1dl) входят перидотиты, габбро, габбро-экологитизированные, габбро-нориты, горнблендиты, кортландиты и пироксениты, распространенные в юго-западной части Иликанской зоны, образуя полосу субмеридионального – северо-западного простирания. Массивы джалтинского комплекса сосредоточены, главным образом, в центральной части Дамбукинского рудного района (массивы Джалтинской и Ульдегитской групп, Моготский). Характерным является участие пород разного состава в строении единых тел. Очень часто с телами базитов связаны изменения типа экологитизации, развитые в их эндо- и экзоконтактных зонах. Мощность тел экологитизированных габбро достигает иногда 120 м, а зон измененных вмещающих пород – 600 м. В экологитизированных габбро и измененных вмещающих породах установлены аномальные содержания хрома, никеля, золота, платины. К джалтинскому комплексу пород приурочены платиноидно-медно-никелевые рудопроявления Никелевое, Стрелка, Таежка и многие другие [4].

На рудопроявлении Никелевое горными выработками вскрыты массивные сульфидные медно-никелевые руды с содержанием Cu до 2.88 %, Ni – до 6.55 % (спектральный анализ), Pt – до 8.29 г/т, Pd – до 4.52 г/т, Rh – до 2.9 г/т (атомно-абсорбционный анализ). Из платиновых минералов в рудах обнаружен котульскит и сперрилит, в близрасположенных россыпях золота руч. Горациевский и р. Джалта – сперрилит, самородная платина и осмистый иридий [6, 8].

На рудопроявлении Стрелка горными выработками вскрыты сингенетические вкрапленные и эпигенетические – прожилковые, брекчиевые и массивные сульфидные медно-никелевые руды, состоящие, в основном, из пирротина (80–90 %), халь-

копирита (5–10 %), пирита (до 5 %). Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания Au – до 0.187 г/т, Pt – до 0.014 г/т, Pd – до 0.080 г/т, Ag – до 4.8 г/т. По данным спектрального анализа, содержание в рудах Cu до 3 %, Ni – до 0.1 %, . Подсчитаны ресурсы Cu – 25.6 тыс. т, Pt – 12.8 т, Pd – 64 т [6].

На рудопроявлении Таежка методом атомно-эмиссионной спектроскопии установлены содержания Pt – до 0.18 г/т, Pd – до 0.1 г/т, кроме того установлены повышенные содержания Cu – до 0.5 %, Ni – до 0.07 %, Co – до 0.04 %, Au – до 0.41 г/т, Ag – до 1.3 г/т [6].

Моготская группа массивов расположена в среднем течении р. Могот, руч. Безымянка, низовьях р. Гальчимы и в других местах. Сложены они, главным образом, габбро-норитами, оливковыми габбро-норитами, кварцевыми габбро. По данным атомно-абсорбционного анализа 45 штуфных проб, содержание платиноидов следующее (г/т): Pt – 0.005–0.15, Pd – 0.09–0.25, Rh – 0.004–0.1, Ru – 0.01–0.2. По данным спектрального анализа, в штуфных пробах постоянно присутствуют повышенные содержания Ni – до 0.2 %, Cu – до 0.15 %, Co – до 0.05 %. Пробирным анализом установлено содержание Au в количестве 0.15–0.52 г/т.

Таким образом, базит-ультрабазитовые массивы Дамбукинского рудного района на металлы платиновой группы изучены недостаточно. Кроме того, в пределах этих массивов возможно обнаружение месторождений медно-никелевых, титаномагнетитовых и хромитовых руд. Поэтому в дальнейшем необходимо провести научно-исследовательские и геологоразведочные работы по установлению благороднометального (золото, платиноиды) оруденения.

Литература

1. Бучко И.В. Базитовый массив «Маристый» в Дамбукинском блоке. // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: Амургеолком, 1995. С. 20–24.
2. Мельников А.В., Моисеенко В.Г. Новые типы золото-платинородного оруденения Верхнего Приамурья // Докл. РАН. 2008. Т. 421, № 6. С. 801–803.
3. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Мельников В.Д. Закономерности размещения платинородного оруденения в Дамбукинском рудном районе (Верхнее Приамурье, Россия) // Докл. РАН. 2009. Т. 429, № 4. С. 523–526.
4. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Мельников В.Д. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дамбукинского рудного района Верхнего Приамурья (Россия, Дальний Восток) // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 5. С. 673–676.
5. Мельников А.В., Степанов В.А., Мельников В.Д. Платина Амурской области. Благовещенск: АмГУ, 2006. 136 с.
6. Степанов В.А., Рогулина Л.И., Мельников А.В., Юсупов Д.В. Самородное золото в пироксенит-кортландитовых интрузиях с медно-никелевым оруденением в россыпях Дамбукинского золотоносного узла Приамурья // Записки РМО. 2006. Ч. СXXXV. № 4. С. 31–38.
7. Яшнов А.Л., Мельников А.В. Благороднометальная и медно-никелевая минерализация участка “Аляска” (Верхнее Приамурье) // Молодежь XXI века: шаг в будущее. Благовещенск: БГПУ, 2006. С. 237–238.
8. Моисеенко В.Г., Мельников А.В., Степанов В.А., Гвоздев В.И. О первой находке массивных сульфидных Ni-Cu-Pd руд в Верхнем Приамурье // Докл. РАН. 2001. Т. 379, № 4. С. 518–521.

А.С. Мехоношин, Т.Б. Колотилина

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД
УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ АЛХАДЫРСКОГО ТЕРРЕЙНА**

*Институт геохимии им.А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск
НИ ИргТУ, г. Иркутск*

Изучение ультрабазитовых массивов Алхадырского террейна позволило получить новые данные о минеральном составе и геохимии платиноидно-медно-никелевых руд.

Алхадырский террейн является типичной коллизионной структурой, ограниченной с северо-востока Бирюсинским, а с юго-запада - Главным Саянским разломами. В этой структуре в связи с многократными проявлениями пликативных и дизъюнктивных деформаций основная масса ультрабазитовых массивов представляет собой будины, частично разлинзованные и рассланцованные, сохранившие свои первичные черты лишь в наиболее крупных телах.

Рудоносные интрузии относятся к дунит-перидотитовому формационному типу. Состав оливинов в этих массивах характеризуется изменением фаялитовой составляющей от 8 до 26 %, при вариациях концентраций никеля от 0.2 до 0.45 мас. %. Хромшпинелиды изменяют состав от 30 до 45 мас. % Cr_2O_3 , при колебаниях содержаний Al_2O_3 от 18 до 43 мас. %. Характерной особенностью хромшпинелидов является наличие многочисленных структур распада в виде ильменита. По содержанию кремнезема и суммы щелочей состав пород отвечает низкощелочным ультрабазитам. По кремнекислотности резких различий между массивами не прослеживается. Разброс по содержанию щелочей незначительный. Поведение петрогенных (Al_2O_3 , TiO_2 , CaO) и ряда редких элементов (Ni , Cr , Zr) в ультрабазитах зависит от изменения индекса фракционирования и отвечает магматическим трендам эволюции состава ультраосновных расплавов. Это выражается в закономерном увеличении содержаний Al_2O_3 , TiO_2 , CaO с уменьшением содержаний MgO . На диаграммах $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, TiO_2 , CaO фигуративные точки составов пород образуют единый линейный тренд, внутри которого ультрабазиты различных массивов с некоторым перекрытием образуют поля со своим разбросом содержаний элементов от среднего.

Сульфидные руды представлены агрегатами пирротина, пентландита и халькопирита, находящимися в различных соотношениях. Химический состав пентландитов характеризуется вариациями величины отношения $\text{Ni}+\text{Co}/\text{Fe}$ от 0.4 до 1.2, содержания кобальта достигают 1.6 мас. %. Халькопирит иногда замещается моносульфидами меди, по которым в свою очередь развивается самородная медь.

Распределение элементов платиновой группы (ЭПГ) в ультрабазитах характеризуются достаточно крутым наклоном от Os к Pd , содержания которого в 1000 раз выше таковых осмия. В тоже время в сульфидных рудах наклоны кривых распределения ЭПГ более пологие (рисунок). Такое распределение обусловлено присутствием в рудах минералов Os и Ir , таких как омейит, орселит, ирарсит. Кроме того, минералы ЭПГ представлены сперрилитом, фрудитом, майченеритом и т.д. Уровень содержаний ЭПГ в 100 % сульфиде несколько ниже по сравнению с таковым руд рифа Меренски (Бушвельд), рифа J-M (Стиллуотер) и на порядок выше – руд массива Джинчуан и месторождения Каула (Печенга).

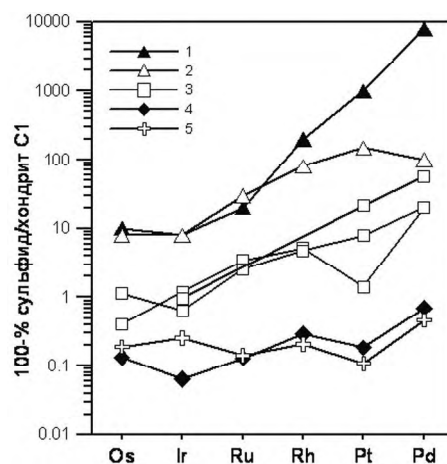


Рис. Спектры распределения ЭПГ в сульфидных рудах: 1 – риф J-M, 2 – риф Меренски, 3 – ультрабазиты Алхадырского террена, 4 – Каула, 5 – Джинчуан.

По характеру спектра распределения РЗЭ, нормализованных по содержаниям в хондрите, ультрабазиты различных массивов демонстрируют согласное изменение и характеризуются 1–10 кратным обогащением легкими РЗЭ. Кривые распределения редкоземельных элементов – без или с небольшими европиевыми аномалиями и имеют слабый наклон в сторону иттербия. Повышенные концентрации лёгких РЗЭ относительно тяжёлых совместно с другими данными позволяют их отнести к производным пикритовых магм. Этот вывод также подтверждается составом силикатных включений в раннемагматических хромитах.

Источниками пикритовых магм, по данным Nd-Sr изотопии, явилась мантия, промежуточная по составу между ЕМ I и ЕМ II. Возраст массивов, полученный U-Pb и Ar-Ar методами, соответствует 630–650 млн лет.

Возрастные датировки, изотопные данные и геохимические характеристики ультрабазитов позволяют сделать вывод, что массивы формировались в надсубдукционных условиях на ранних стадиях закрытия Палеоазиатского океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП ОНЗ РАН № 2.1, ФАНИ, госконтракт № 02.740.11.0324, научной школы 02.740.11.0324.

А.Г. Мочалов**ПСЕВДОМОРФОЗЫ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЕР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)**

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Минералы платиновой группы (МПГ) пользуются распространением в плутонических габбро-пироксенит-дунитовых (ГПД) комплексах офиолитов, островных дуг и кристаллических щитов. С плутоническими ГПД комплексами островных дуг и кристаллических щитов связаны уникальные и крупные россыпные месторождения платиновых металлов – Чоко в Южной Америке, Гудньос и Туламин в Северной Америке, в России россыпи Платиноносного пояса Урала, Левтыриновьям и Ледяной в Южной Корее, Кондер, Чад и Инагли Дальнего Востока.

Минералогия и генезис МПГ связанных с плутоническими ГПД комплексами уже на протяжении нескольких столетий обсуждается в литературе (Еремеев, 1868; Иностранцев, 1893; Высоцкий, 1923; Дюпарк, 1913; Карпинский, 1926; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956; Генкин, 1958; Рамдор, 1962; Разин, 1968; Маракушев, 1987; Шашкин и др., 1991; Некрасов и др., 1994; Малахов, 1994; Иванов, 1997; Рудашевский, 1984; Волченко и др., 2007; Пушкарев и др., 2007; Толстых и др., 2005; Округин, 2010; Rose, 1833, 1842; Johan et al., 1990; Cabri et al., 1996; Auje et al., 2005 и др.). Несмотря на значительные достижения в исследованиях, представления о генезисе МПГ ГПД комплексов являются, в настоящее время, дискуссионными.

Псевдоморфозы трансформации, видоизменения и замещения ранних минеральных индивидов и их агрегатов поздними являются показателем изменения физико-химических условий одних геологических процессов или их заменой другими процессами. Псевдоморфозы следует относить к одним из решающих фактов в генетической минералогии. В описании минералогии МПГ плутонических ГПД комплексов присутствуют отдельные фотографии и описания псевдоморфоз, особенно тетрагональных минералов Pt, Fe и Cu по кубическим Pt и Fe. Наибольшее количество фотографий псевдоморфоз МПГ и их описаний приведены в работах Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина, А.Д. Генкина и Л. Кабри. В публикациях И.Я. Некрасова, А.М. Ленникова, Р.А. Октябрьского, В.В. Иванова приводятся фотографии с примерами некоторых псевдоморфоз МПГ щелочно-ультраосновных массивов Алданского щита. В то же время целостной картины псевдоморфизма – процесса образования и условий существования псевдоморфоз для ГПД комплексов, и щелочно-ультраосновных в частности, нет.

В данном докладе обсуждаются исследование псевдоморфоз МПГ из россыпей и коренных пород щелочно-ультраосновных массивов Кондер (Омнинско-Майское плоскогорье). В основе работ лежит генетический принцип минералогии, который базируется на фундаментальном законе, согласно которому процессы и среда минералообразования зафиксированы минералами, выражены их конституцией, внешним (морфологическим) и внутренним (анатомическим) строением и их природными ассоциациями. Методической основой работ являются визуальные и микроскопические исследования (с фотографированием) минералов по принципам онтогении минеральных индивидов и агрегатов. В ходе работ проводились многочисленные анализы химического состава с электронно-микроскопическим изучением МПГ, зо-

Таблица. Состав изоферроплатины из Pt>Ir-типа (1), Pt-типа (2), титаномагнетит–биотит–амфибол–клинопироксеновых метасоматитов (3), метасоматитов обусловленных диорит-сиенитовыми магмами (4) (5–8 см. текст, X-среднее значение, в скобках – число анализов)

Элементы мас.%	1	2	3	4	5	6	7	8
	X(37)	X(16)	X(17)	X(2)	X(1)	X(1)	X(9)	X(9)
Pt	86.66	87.75	89.76	89.03	85.95	86.10	88.10	70.17
Ir	2.25	0.37	Не обн.	Не обн.	1.68	0.40	0.26	0.68
Os	0.29	0.24	"	"	0.10	Не обн.	0.00	0.05
Ru	0.05	0.04	"	"	0.20	"	0.11	0.16
Rh	0.48	1.08	0.06	"	0.75	0.92	0.19	0.37
Pd	0.22	0.70	0.08	0.94	0.55	0.25	0.07	0.15
Fe	8.89	8.43	9.70	8.85	9.03	10.22	9.35	7.78
Cu	0.70	0.74	0.78	0.51	0.51	0.46	0.85	7.70
Ni	0.16	0.07	Не обн.	Не обн.	0.16	Не обн.	0.07	0.36
Co	0.01	0.02	"	"	Не обн.	"	0.01	0.08
S	Не обн.	Не обн.	"	"	"	1.24	Не обн.	0.12
As	"	"	"	"	"	0.40	"	0.06
Сумма	99.71	99.44	100.38	99.33	98.93	100.35	99.23	87.68

лота, окислов и силикатов на микрозонде (ИГГД, ИГЕМ и ГЕОХИ РАН). В ходе детальных исследований минералогии псевдоморфоз особое внимание уделено: морфологии, структурным особенностям и изоморфизму МПП; геохимии сопутствующих самородных элементов, сульфидов, окислов и силикатов; онтогении минералов и их типоморфным качествам.

Щелочно-ультраосновной массив Кондер состоит из позднепротерозойского, существенно ультраосновного, и наложенного на него мезозойского, существенно щелоч-но-диоритового, магматических комплексов. Они вместе прорывают кристаллические образования архея и терригенные породы протерозоя. Продолжительное становление массива, включающее время тектоно-магматической активизации Алданского щита, ска-залось на широком распространении метасоматитов и проявилось в перекристаллизации ультраосновных пород [1]. Основной коренной источник МПП – дуниты фациально неоднородны по составу, зернистости, степени рекристаллизации оливина и распределению хромшпинелидов. Неоднородность выражена в горизонтальной зональности первого по-рядка, которая имеет концентрически-зональный характер и обусловлена сменой крае-вых эндоконтактовых мелкозернистых дунитов порфиroidными средне- и крупно-зернистыми. Мелкозернистые дуниты обогащены железом и кальцием, а у фронтальной части порфиroidных дунитов содержат повышенные количества равномерно распределенных МПП мелкой (0.1–0.25 мм), тонкой (0.05–0.1) и пылевидной (-0.05) фракций. Они составляют россыпеобразующую платиновую магматогенную парагенетическую минеральную ассоциацию (*Pt-min*). Высокие концентрации МПП в экзо- и эндоконтактовых зонах средне-, крупнозернистых рекристаллизованных порфиroidных дунитов развитых по более ранним крупнозернистым и пегматоидным дунитам. В этих зонах встречены наиболее крупные выделения агрегатов изоферроплатины (самородки) и хромиты. Такая фациальная неоднородность второго порядка имеет мозаично-бло-

вый характер, и ее МПП представляют россыпеобразующую *иридисто-платиновую флюидно-метаморфогенную* парагенетическую минеральную ассоциацию ($Pt > Ir-tin$). Россыпеобразующие выделения МПП $Pt > Ir-tuna$ массива Кондер являются результатом флюидно-метаморфогенной рекристаллизации дунитов под влиянием неоднократных, более поздних, интрузивных комплексов. Кроме того, в массиве Кондер установлена коренная минерализация элементов платиновой группы (ЭПГ) в пироксенитах, косьвитах, щелочных пегматитах, титаномагнетит-биотит-амфибол-клинопироксеновых метасома-титах и сульфидно-малахитовых образованиях. Главным минералом всех известных минералого-геохимических типов щелочно-ультраосновного массива Кондер является изоферроплатина (таблица). Поэтому изоферроплатина является главным протоминералом всех новообразованных МПП псевдоморфоз [2, 4].

В результате исследований выявлены синхронные и полигенные, асинхронные псевдоморфозы и проведена предварительная генетическая их классификация.

Наиболее часто встречающиеся синхронные псевдоморфозы:

1) распада изоферроплатины из существенно иридиевого твердого раствора ЭПГ с Fe, Ni и Cu (распространены только в МПП $Pt > Ir-tuna$);

2) выносом и частичным замещением компонентов с образованием гидроокислов Ir по самородному осмию (распространены только в МПП $Pt > Ir$ и $Pt-tunov$);

3) выносом компонентов и образованием пористых протоминералов изоферроплатины (см. табл. 5 и 6);

4) выносом и частичным замещением компонентов с образованием пористой Pt(Fe,Cu) фазы вокруг протоминерала изоферроплатины (см. табл. 7 и 8);

5) выносом и частичным замещением компонентов с образованием $PtAs_2$ и PtS вокруг протоминерала изоферроплатины;

6) выносом Bi и Te из монченерита, с частичным замещением As и образованием гуанглинита?;

7) выносом Pd из полярита; и др.

Наиболее часто встречающиеся полигенные, асинхронные псевдоморфозы:

1) вынос всех компонентов из протоминерала ирарсита (других сульфидов ЭПГ) и отложение новой изоферроплатины;

2) двойной псевдоморфизации протоминерала изоферроплатины: хоншит по купериту, сперрилит по туламиниту, пористой платины по туламиниту и др.;

3) тройной псевдоморфизации протоминерала изоферроплатины: хоншит по купериту, затем пористая платина и сперрилит; купроиридсит по пористой платине, затем куперит; татьянаит с новой фазой Pd, Pt, Au, Sn и Cu по туламиниту, затем (Au, Cu, Pt) в ассоциации с борнитом, халькопиритом и апатитом, а уж затем окислы Au с Pt; и др.

Выявлен целый ряд окислов, силикатов, сульфидов сопровождающих псевдоморфозы МПП:

1) изменение состава хромшпинелидов с увеличением Cr или Fe, Ti;

2) магнохромшпинелид замещается гидроокислом Cr, Fe, Ti, Zn с весовыми количествами Si, K и Mn;

3) образование магнетита с самородным золотом;

4) образование хлоритов с гидроокислами Au;

5) распад халькопирита в борните (Au, Cu, Pd, Pt) с апатитом;

6) замещение кластогенными минералами в магнетитовом цементе хромшпинелидов в окатанных зернах изоферроплатины; и др.

В результате установлены ЭПГ, которые в физико-химических реакциях покидают псевдоморфозы (см. табл. 5–8) и в дальнейшем принимают участие в образовании новых парагенезисов МПГ. В частности получает еще одно обоснование высвобождения Os в результате псевдоморфизации самородного осмия и развития по нему гидроокислов Ir. Высвободившийся Os может принимать участие в образовании, например *осмисто-платинового типа* в клинопироксенитах, недавно описанного, как новый [3]. Критерии это-го нового типа обнаружены нами и в щелочно-ультраосновном массиве Кондер.

Полигенные, асинхронные псевдоморфозы свидетельствуют о многократном пере-распределении ЭПГ при тектоно-магматической активизации щелочно-ультраосновных комплексов. Этот результат подчеркивает ранее установленный факт, многократности перераспределении МПГ при образовании собственно кумулятивных ГПД комплексов, который сделан на основании открытий реликтовых минералов среди МПГ *Pt > Ir-типа*.

Обнаруженная псевдоморфизация хромшпинелида в изоферроплатине литофициро-ванным кластогенным минеральным парагенезисом, напрямую указывают об участии промежуточного коллектора в образовании уникального россыпного месторождения платиновых металлов Кондер.

Выводы

1) Полученные новые данные, важны для описательной минералогии и понимания генезиса платинометальной и золотой минерализации плутонических ГПД комплексов кристаллических щитов и комплексов ультраосновных, щелочных и гранодиоритовых пород наложенной тектоно-магматической активизации.

2) Разработаны новые типоморфные качества МПГ псевдоморфизма – процесса образования и условий существования псевдоморфоз, которые являются новыми доступными минералогическими критериями для локального прогноза и поисков россыпных и коренных месторождений платиновых металлов в пределах платформ.

3) Онтогенез минералов пополнилась рядом новых примеров образования псевдоморфоз.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №10-05-00030-а.

Литература

1. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива / Под ред. Ю.А. Косыгина. М.: Наука, 1994. 180 с.
2. Мочалов А.Г. Россыпеобразующие формации минералов платиновой группы Дальнего Востока России // Рудные месторождения и процессы рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 367–386.
3. Мочалов А.Г. Новый осмисто-платиновый минералогический тип зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов юга Корякского нагорья (Россия) // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 2.
4. Mochalov A.G., Khoroshilova T.S. The Konder alluvial placer of platinum metals // International platinum. Athens: Theophrastus publications. 1998. P. 206–220.

Д.А. Орсов¹, Н.Д. Толстых²

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ
МАССИВОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

В юго-восточном складчатом обрамлении Сибирского кратона на территории Забайкалья выделены две крупнейшие платиноносные провинции Восточной Сибири – Байкальская и Алдано-Становая [1]. Известные здесь проявления МПГ имеют довольно широкое распространение и связаны с разнообразными комплексами пород – базитовыми и ультрабазитовыми массивами в связи с медно-никелевым, титаномагнетитовым и хромитовым оруденением, вулканогенно-терригенными (золото-кварц-сульфидные руды) и черносланцевыми толщами (золоторудные и колчеданно-полиметаллические месторождения), но чаще всего с золотоносными россыпями.

Среди продуктов основного магматизма широким развитием пользуются ультрабазит-базитовые комплексы различной формационной принадлежности, металлогенической специализации и возрастной последовательности. Эти массивы объединяются в два рудных района: Северобайкальский и Удоканский. Все эти никеленосные интрузивы сформировались в ранне- и позднепротерозойскую металлогеническую эпоху и являются продуктами островодужного, коллизионного либо рифтогенного магматизма. При этом, как показано многими исследователями, продуктивными на платиноиды являются только массивы, формирование которых связано с процессами рифтогенеза [4]. Яркими представителями подобных интрузивов на территории выделенных рудных районов являются Чинейский и Йоко-Довыренский плутоны

Удоканский рудный район в геологическом плане расположен в Кодаро-Удоканском рифтогенном прогибе, сформированном на сочленении археид западной части Алданского щита и протерозойских структур Становой складчатой области [3]. Базиты чинейского комплекса слагают ряд массивов, которые залегают среди терригенно-осадочных пород удоканской серии по периферии прогиба. Самый крупный из них является Чинейский расслоенный пироксенит-габбро-анортозитовый массив. В плане он имеет овальную, а на глубине – лополитообразную форму с площадью на поверхности около 120 км². Сложен габбро, габброноритами и норитами с подчиненным количеством анортозитов и редкими прослоями пироксенитов. Он вмещает богатое Fe-Ti-V – оруденение, а также Cu-Ni сульфидные руды с платинометалльной и золото-серебряной минерализацией. Возраст массива по Ar-Ar методу (биотит из габбронорита) составляет 1875.9±15.9 млн лет [13], по U-Pb методу (циркон из кварцевого габбро-диорита) – 1867±3 млн лет [8].

Сульфидное оруденение с платиноидами локализуется, главным образом, в породах нижнего контакта интрузива, где выделяются эндо- и экзоконтактовые руды [2]. Все типы руд преимущественно вкрапленные с небольшой долей жил и линз массивных сульфидов, имеют, главным образом, существенно медный состав. По данным [2, 4, 6, 13] в экзоконтактовых рудах содержания Pt составляет 0.02–4.71 г/т,

Pd – 0.021–17.40 г/т и Rh – до 0.14 г/т. Для эндоконтактовых руд, которые более разнообразны по минеральному составу, концентрация МПГ варьирует также в широком диапазоне: 0.01–0.69 г/т для Pt и 0.003–4.51 г/т для Pd. В массивных халькопиритовых рудах средние значения Pt составляют 1.14 г/т, Pd – 8.79 г/т, а в миллеритсодержащих – 0.091 и 1.027 соответственно. Максимальные (ураганские) содержания Pt – 23.2–72.0 г/т и Pd – 78.5–255.0 г/т установлены в особо выделенном золотоплатинометалльном с серебром типе экзоконтактового оруденения на северном фланге участка “Рудный” [11]. Отношение Pd/Pt во всех типах руд значительно больше 1. В отдельных пробах эта величина достигает 50-110 и только в существенно пирротиновых разностях, где суммарное содержание МПГ самое минимальное, она меньше 1.

Fe-Ti-V – оруденение Чинейского массива сосредоточено в западной и юго-восточной его частях, где образует Вершино-Ингамакитское и Верхне-Чинейское месторождения вкрапленных и жильных руд. Платиноиды в рудах отмечаются постоянно, но в жильных их содержание существенно выше и составляет: Pt – 0.5–0.50, Pd – 0.02–0.70 [2]. Установлено, что МПГ в ильменит-титаномagnetитовом оруденении связаны с сульфидами, при этом основным минералом-концентратом является халькопирит. По данным [11] содержание платиноидов (Pt+Pd) в сульфидном концентрате достигает 6 г/т.

В рудах Чинейского массива к настоящему времени выявлено 28 минералов МПГ [2, 6, 13 и др.]. Состав большинства из них соответствуют системам Pd-Bi-Te-Sb и Pd-As-Sb, остальные принадлежат к арсенидам, сульфоарсенидам, станнидам, сульфидам и оксидам системы Pd-Sb-Bi-O. При этом установлено, что для эндоконтактового оруденения больше характерны соединения Pd с Sn, As и Te, а для экзоконтактового – со Sb, Bi [13].

Прогнозные ресурсы платиноидов Чинейского месторождения по категории P₃ оцениваются в более 900 т при среднем содержании Cu – 0.7%, Ni – 0.1 %, Co – 0.015 %, Pt – 0.15, Pd – 0.4, Au – 0.06, Ag – 3.0 г/т [7].

В пределах Удоканского прогиба проявления сульфидных руд чинейского типа выявлены и в Луктурском массиве. Он сложен расслоенными габбро, габброноритами, анортозитами, редко оливинowymi норитами и занимает площадь около 100 км². Возраст массива близок Чинейскому плутону и составляет 1890.9±5.5 млн лет (Ar-Ar метод, биотит из габбро), что позволяет объединить их в единый магматический комплекс [13]. Среднее содержание в сульфидном оруденении Ni – 0.5 %, Pt – 0.03, Pd – 0.06 г/т [10]. Луктурское рудопроявление слабо изучено.

Северобайкальский рудный район расположен на стыке рифейского Байкало-Патомского периокеанического палеобассейна с Байкало-Муйской энсиматической островной дугой [4]. Островодужная структура интродуцирована высокомагнезиальными и высокоглиноземистыми расплавами, из которых формировались дифференцированные базит-ультрабазитовые массивы, содержащие сульфидное Cu-Ni оруденение без платиноидов (Чайский, Нюрндуханский, Гасан-Дякитский и др.). К северу от аккреционного шва расположен Олоkitский прогиб, в пределах которого находится Йоко-Довыренский интрузив. Формирование этой структуры связано с процессами континентального рифтогенеза по механизму “простого сдвига” и происходило в три этапа [9]. Каждый этап характеризуется своим типом про-

явления магматизма. С самым поздним этапом (0.75–0.72 млрд лет) связано внедрение интрузий довыренского комплекса.

Йоко-Довыренский расслоенный дунит-троктолит-габбровый массив в плане представляет собой расслоенное линзовидное тело, вытянутое в северо-восточном направлении на 26 км при максимальной ширине выхода 3.5 км и крутом падении (70–80°) к юго-востоку. Абсолютный возраст массива по последним данным – 737±4 млн лет (U-Pb метод, циркон из плагиоперидотита, устное сообщение Л.В. Данюшевского и А.А. Арискина). Формирование Йоко-Довыренского массива связывается с проявлением нескольких интрузивных импульсов базитовой магмы.

Массив вмещает вкрапленные и массивные сульфидные медно-никелевые руды, пространственно и генетически связанные с приподошвенными плагиолерцолитами (Байкальское месторождение), а также малосульфидное платинометалльное оруденение, которое приурочено к горизонту развития такситовых габброидов и анортозитов (Риф I) в области перехода дунит-троктолитовой зоны в оливин-габбровую. Все типы руд месторождения содержат платиноиды и характеризуются преобладанием Pd (0.034–6.000 г/т) над Pt (0.020–0.380 г/т) при величине отношения Pt/Pd = 0.06–0.71. Концентрация остальных МПГ достигает (г/т): Rh – 0.018, Ru – 0.045, Ir – 0.033 и Os – 0.021 г/т. Максимальные содержания МПГ установлены в жильных рудах. Кроме того, во всех типах руд отмечается Au (до 0.66 г/т). Минералы благородных металлов представлены сперрилитом, геверситом, садбериитом, мертиитом I, налдретитом и электрумом.

Горизонт малосульфидного платинометалльного оруденения Рифа I прослеживается примерно на 20 км и на глубину около 1 км. Суммарная концентрация МПГ колеблется от 0.3 до 12.1 г/т при содержаниях Cu 0.006–0.710, Ni 0.023–0.430, S 0.03–1.60 мас. %. Наиболее высокие концентрации МПГ фиксируются в телах такситовых лейкогаббро и анортозитов. В отдельных пробах содержания Pt достигает 4.1, а Pd – 7.8 г/т. В анортозитах выявлено 15 минералов МПГ и 3 неизвестные фазы состава (Pd,Pt)(Sn,Cu), Pd₃(Te,Pb)₂ и (Pd,Hg)₂(Cu,Fe)S(Te,Pb) [5]. Главными концентраторами Pt и Pd являются мончеит, потарит и тетраферроплатина. В рыхлых склоновых отложениях массива выявлены сперрилит, потарит и Pt-Fe сплавы [12]. Прогнозные ресурсы на МПГ: Pd – 46.2 т, Pt – 66 т.

Таким образом, на рассмотренных массивах проявились три типа платинометалльного оруденения, а именно: платиноидное, приуроченное к сульфидным Cu-Ni рудам; малосульфидное платиновое, связанное с горизонтом такситовых пород в области перехода ультрамафитов в габброиды; малосульфидное платино-палладиевое в Fe-Ti-V рудах. Содержание МПГ в этих типах оруденения связано с сульфидной фазой, их поведение и концентрирование обусловлено процессами фракционирования несмесимого сульфидного расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта ОНЗ РАН 2.1.

Литература

1. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
2. Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А. Минералогия и геохимия платиновых металлов Чинейского массива (Северное Забайкалье) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы

- платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика) // Сб. научн. Трудов. Т. IV. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999. С. 30–40.
3. Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ (аналитический обзор). Чита, 2002.
 4. Конников Э.Г., Орсов Д.А., Кислов Е.В., Миронов А.Г. Платиноносность расслоенных интрузивов и черносланцевых толщ докембрия Забайкалья // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. научн. трудов. Т. II. Кн. 2. М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1995. С. 139–149.
 5. Орсов Д.А., Конников Э.Г. Распределение элементов и минералов группы платины в разрезе Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового расслоенного плутона (Восточная Сибирь) // Новые горизонты в изучении процессов магма- и рудообразования: Материалы научной конференции. М.: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН). 8–11 ноября 2010 г. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 134–135.
 6. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. Авторы: Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. [Отв. ред.: Г.В. Поляков, В.И. Богнибов]. Новосибирск, 1995. 151 с.
 7. Поляков Г.В., Кривенко А.П. Современные перспективы платиноносности Южно-Сибирского региона и пути их реализации // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Т. VI. М.: ООО "Геоинформмарк", 2004. С. 401–408.
 8. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докла. РАН. 2009. Т. 424, № 4. С. 517–521.
 9. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. и др. Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника. 2002. № 1. С. 29–41.
 10. Скурский М.Д. Недр Забайкалья. Чита, 1996. 692 с.
 11. Татаринов А.В., Ялович Л.И., Четкин В.С. Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 120 с.
 12. Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю. Россыпные критерии поисков платиноносных комплексов // Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы. Сб. тезисов докладов научно-практической конференции. М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 179–180.
 13. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

**А.Н. Пересторонин, В.А. Гурьянов, В.С. Приходько,
Л.Л. Петухова**

**ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КУНМАНЬЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО
КОМПЛЕКСА**

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На юго-востоке Алдано-Станового щита (АСЩ), в пределах гранулитовых блоков Джугджуро-Становой зоны, установлен новый этап мафит-ультрамафитового магматизма, представленный обширными ареалами пластообразных и линзовидных тел, реже массивов и даек, дискордантных по отношению к разнородным складчатым структурам фундамента [1]. Магматические породы не подвергались региональному метаморфизму, не затронуты процессами архейской гранитизации, характеризуются отчетливо проявленной геохимической (Cr, Ni, Co, Cu) специализацией и сульфидной кобальт-медно-никелевой с платиноидами минерализацией. Они выделены в качестве самостоятельного кунманьенского интрузивного комплекса габбронорит-пироксенит-перидотитовой формационной принадлежности. Он представлен вебстеритами, плагиовебстеритами, лерцолитами, габброноритами, реже кортландитами, клино- и ортопироксенитами, а также тальк-амфиболовыми, амфибол-серпентин-тальковыми и актинолит-серпентиновыми сланцами. Время формирования тел мафит-ультрамафитов, согласно полученным в ЦИИ ВСЕГЕИ изохронным Sm-Nd (пироксен, плагиоклаз, порода) и U-Pb (циркон) датировкам [2], располагается в интервале 2.0–1.81 млрд лет, а возраст вмещающих их пород Джанинского блока, по данным U-Pb метода по цирконам (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) – 3.13–3.0 млрд лет [2].

В структурном отношении ареалы интрузий этого комплекса приурочены к области сочленения разных по строению и возрасту крупных раннедокембрийских тектонических блоков юго-восточной части АСЩ, располагаясь на западном фланге Джанинского и северо-восточной окраине Туксанийского блоков (рис.). В осевой части западного фланга Джанинского блока выявлено и изучено Курумканское рудное поле, представляющее собой ареал малых рудных и безрудных интрузий мафит-ультрамафитов, вытянутый на 28 км в северо-западном направлении от истоков р. Атага до верховьев руч. Суксу. Рои тел мафит-ультрамафитов с аналогичной (Cu, Ni, Co, Pt) минерализацией установлены восточнее, западнее, южнее и севернее вышеназванной рудоносной структуры на некотором удалении от нее. Ареал интрузий Курумканского рудного поля приурочен к юго-западной краевой части Кун-Маньенского массива архейских метагабброидов и вмещающим его метаморфитам джанинской серии. Метагабброиды массива пронизаны линзовидными и пластообразными телами мафит-ультрамафитов, приуроченными к зонам полого (10–25°) падающих на север-северо-восток разрывных нарушений древнего заложения. В большинстве интрузивных тел содержания сульфидов не превышают 5 %, а концентрация никеля – 0.3 %. Мафит-ультрамафиты слагают пологопадающие тела мощностью от 0.1–1 м до 70 м и протяженностью по простиранию от 100 до 3000 м, реже крутопадающие маломощные (до 1 м) жилы и дайки мощностью до 60 м. Распределение сульфидного медно-никелевого оруденения по разрезу тел мафит-ультрамафитов неоднородно. Отмечается тенденция к увеличению скопле-

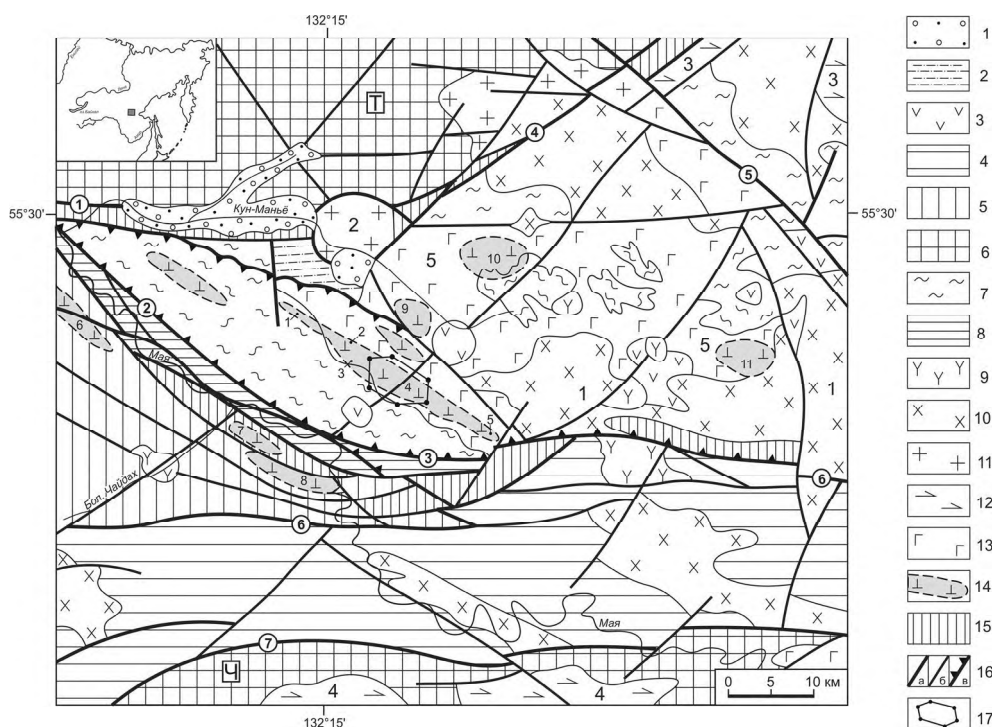


Рис. Геолого-структурная схема бассейна рек Кун-Маньл и Май. Структуры мезозойско-кайнозойской активизации. Кун-Маньлнская континентальная впадина: 1 – верхнемеловые–плейстоценовые нерасчленённые рыхлые отложения, 2 – верхнеюрские туфогенно-осадочные образования. Вулканоструктуры Становой вулканоплутонической зоны: 3 – меловые вулканиты (туфы, лавы). Раннедокембрийские структуры кристаллического фундамента. Блоки: 4 – Удско-Майский гранит-зеленокаменный (грабен, AR_2), 5 – Туксанийский гранулито-мраморно-кристаллосланцевый (AR_2), 6 – Тырканский (Т) гранулито-гнейсовый (AR_1) и Чогарский (Ч) гранулито-гнейсо-кристаллосланцевый ($AR_{1,2}$), 7 – Джанинский гранулито-кристаллосланцевый (AR_1). 8 – Верхнемайская шовная зона (фрагмент палеопротерозойского зеленокаменного пояса). Мезозойские и раннедокембрийские интрузивные образования. 9 – позднемеловые граниты, 10 – раннемеловые гранитоиды (1 – Чалбук-Яконский массив), 11 – позднепалеопротерозойские гранитоиды улканского комплекса (2 – Укиканский массив), 12 – архейские анортиты (3 – Геранский и 4 – Сехтагский массивы), 13 – архейские метагаббро (5 – Кун-Маньлнский массив); 14 – основные ареалы палеопротерозойских интрузий мафит-ультрамафитов кунманьлнского комплекса (1–5 – участки Курумканского рудного поля: 1 – Суксу, 2 – Чёрный Исполин, 3 – Малый Курумкан, 4 – Кун-Маньё, 5 – Атакан; 6–11 – ареалы: 6 – Елан, 7 – Большой Чайдах, 8 – Моктокон, 9 – Ян-Хэгдэ, 10 – Укикан, 11 – Кустак). Прочие обозначения. 15 – зоны развития бластомилонитов и диафоритов архейского–палеопротерозойского возраста; 16 – разрывные нарушения: а) главные (с цифрами в кружках): Кун-Маньлнский (1), Майский (2), Атагский (3), Южно-Учурский (4), Тавитчак-Уянский (5), Салга-Джанинский (6), Сехтагский (7), б) второстепенные, в) надвиги; 17 – контуры центральной части Курумканского рудного поля.

ний сульфидов и соответственно содержаний никеля в краевых частях тел со стороны лежачего и висячего боков.

В пределах центральной части Курумканского рудного поля при проведении поисково-оценочных работ выделено пять крупных рудных залежей. Они наследуют пластообразную форму материнских интрузий мафит-ультрамафитов. В соста-

ве залежей преобладают рядовые вкрапленные руды; богатые прожилково-вкрапленные и густовкрапленные руды локализуются в висячем и лежачем боках мафит-ультрамафитовых тел. Брекчиевые и сплошные руды характерны для тектонизированных участков и нижних эндо- и экзоконтактовых частей интрузий. Главными минералами в составе сульфидных руд являются (мас. %): пирротин (60–80), пентландит (10–25), халькопирит (10–20), пирит (0–20); реже встречаются магнетит, ильменит, борнит, халькозин, бравоит, виоларит, никелин. В рудах обнаружены: сперрилит, теллуриды палладия, палладийсодержащий мелонит и другие минералы платиноидов, а также самородное золото. В целом для рудных залежей характерно преобладание прожилково-вкрапленных руд с содержаниями Ni от 0.46 до 1.5 %, Cu – от 0.11 до 0.76 %, Ag – от 1 до 41,6 г/т, Te – от 0.1 до 4.3 г/т, Pt – от 0.06 до 0.5 г/т, Pd – от 0.05 до 0.36 г/т, Au – до 0.03 г/т, Tl – до 1.4 г/т. В брекчиевых рудах содержания Ni достигают 5.48 %, Cu – 2.33 %, Co – 0.053 %, Ag – до 56.5 г/т, Pt – до 2.94 г/т, Au – до 0.1 г/т. Сплошные руды с массивной текстурой характеризуются высокими концентрациями Ni (до 12.76 %), Cu (до 0.75%), Pt и Pd (до 4 г/т).

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. РАН, 2009, Т. 425, № 3. С. 505–508.
2. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Розин М.И., Сергеев С.А., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2011. (в печати).

Л.Л. Петухова¹, В.С. Приходько¹, В.М. Чубаров²

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ПОРОД КУН-МАНЬЕНСКОГО
ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Кун-Маньенский палеопротерозойский интрузивный комплекс приурочен к области сочленения крупных раннедокембрийских тектонических блоков Алданской гранулит-гнейсовой области [1]. Он представлен широким ареалом небольших пластообразных и линзовидных тел, сложенных лерцолитами, вебстеритами, плагио вебстеритами, оливиновыми вебстеритами, габброноритами и др.. Тела Кун-Маньенского интрузивного комплекса имеют четкие секущие контакты по отношению к полосчатости и гнейсовидности вмещающих их метаморфических образований. Комплекс характеризуется отчетливо проявленной геохимической (Cr, Ni, Co, Cu) специализацией и кобальт-медь-никелевой с платиноидами минерализацией. Сульфидные руды (пирротин-пентландит-халькопиритовая ассоциация) оконтуриваются в форме пластообразных залежей, часто повторяя контуры материнских тел. В составе рудных залежей преобладают рядовые вкрапленные руды. В петрохимическом отношении ультрамафиты характеризуются повышенными концентрациями железа; отношение MgO/SiO_2 меньше единицы. В строении интрузивов, как правило, принимают участия различные по составу породы, переходы между которыми постепенные при отсутствии видимой расслоенности. В настоящем сообщении впервые рассмотрены химические особенности главных и второстепенных минералов, полученные при детальном микронзондовом изучении kernового материала двух скважин, пробуренных на Водораздельном (скв. № 21) и Икэнском (скв. № 25). телах. Эти интрузивы относительно крупные в этом комплексе (мощность первого тела в центральной части составляет более 60 м, второго – около 40 м) и сложены разнообразными типами пород; по сути здесь представлены практически все разновидности магматических образований кунманьенского комплекса. В целом, среди изученных пород преобладают тонко-мелкозернистые разновидности, часто катаклазированные, для них характерна массивная, иногда такситовая и сланцевая текстуры. Микроструктуры вебстеритов и лерцолитов преимущественно панидиоморфнозернистые. Степень преобразования пород различна: от относительно свежих до хлорит-серпентиновых или хлорит-серпентин-талковых сланцев.

Оливин встречается практически во всех типах пород комплекса. Содержание форстеритового минала в оливинах Водораздельного тела, сложенного лерцолитами и оливиновыми вебстеритами колеблется от 73 до 85 %, преимущественно 84–81% (рис. 1а). Намечается двуимодальное распределение с минимумом в интервале 21–22 %. Оливины из плагиоклазовых вебстеритов и габброноритов Икэнского тела более железистые, количество форстеритового компонента изменяется в пределах 70–78 %, в основном – 72–74 % (рис. 1б). Здесь также намечается минимум в интервале 24–26 %. В железистых разновидностях оливина присутствует небольшое количество CaO (до 0.27 %). Второстепенные компоненты в минералах либо отсутствуют (Cr, Co, Ti, Zn) либо их содержания незначительны, причем некоторые из них (Ni, Mn) устойчиво коррелируются с концентрациями двухвалентных эле-

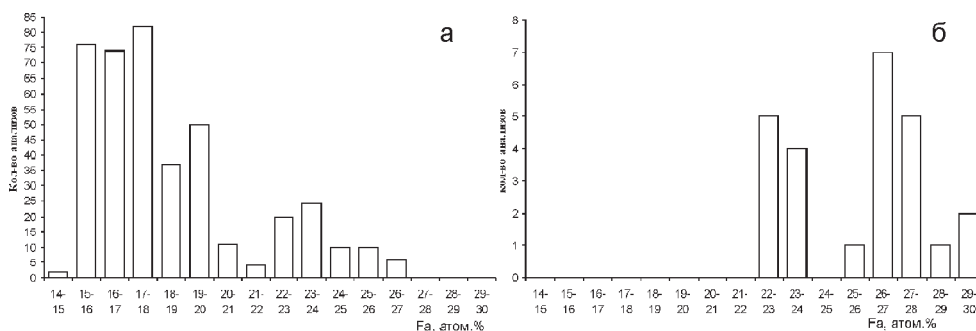


Рис. 1. Гистограммы содержаний фаялитового компонента оливинов из а) тела Водораздельное и б) тела Икэн.

ментов. Количество никеля в магнезиальных оливинах колеблется от 0.1 до 0.3 %, а в железистых – в пределах 0.1–0.45 вес. %.

Ромбический пироксен – один из основных породообразующих минералов изученных пород. Для вебстерит-лерцолитового ряда свойственен бронзит, причем железистость пироксенов (15–17 %) практически совпадает с железистостью сосуществующих оливинов (рис. 1а, 2а). В таких пироксенах постоянно присутствуют небольшие количества Cr_2O_3 (0.1–0.37 %). Состав ортопироксенов из менее магнезиальных пород (Икэнское тело) гораздо разнообразнее: от бронзитов (Fs_{12-30}) до все более и более богатых Fe пироксенов- гиперстеннов (рис. 2б). В них отмечены повышенные значения MnO (0.21–1.2 %). Феррогиперстен (Fs_{50-70}) является породообразующим минералом габбро-норитов.

Клинопироксены присутствуют почти во всех породах кун-маньенского комплекса, а наиболее магнезиальные (f-11-19) встречаются в лерцолитах и оливиновых вебстеритах Водораздельного тела; в них же установлены повышенные содержания Cr_2O_3 (0.1–0.98 мас. %) и Na_2O (до 1.5 мас. %). Состав клинопироксенов плагиоклазовых вебстеритов Икэнского тела более железистый (f-15- 25 %), сохраняя такие же количества Al_2O_3 (до 7 вес. %) и Na_2O при полном отсутствии Cr_2O_3 . Клинопироксены габбро-норитов характеризуются максимальной железистостью (f- 40 %-), полным отсутствием Na_2O и низкими концентрациями Al_2O_3 (1–2 вес. %).

Состав **плагиоклазов** ультрамафитов Водораздельного тела соответствует андезину (34–47 % An). Более основные плагиоклазы, в целом, свойственны породам Икэнского участка: 50.3–66.4 % An. Здесь также присутствуют и более натровые разности (олигоклаз – 11.5–28.5 % An). Содержание FeO в плагиоклазах изменяется от 0.01 до 1.76 %.

Для **паргаситов** из пород Водораздельного тела характерны низкая железистость (от 0.17 до 0.28 %), значительные вариации содержаний TiO_2 (от 2.78 % до 5.56 %) и повышенные значения Cr_2O_3 (0.77–1.29 %). Между содержаниями этих оксидов наблюдается положительная корреляция. Фигуративные точки составов амфиболов пород Икэнского тела ложатся в поля эденит-паргасит-гастингсит, их железистость широко варьирует от 0.16 % до 0.7 %, содержание TiO_2 изменяется от 0 до 5.63 вес. %, Содержания Cr_2O_3 крайне низкие (0–0.11 %). Во всех породах встре-

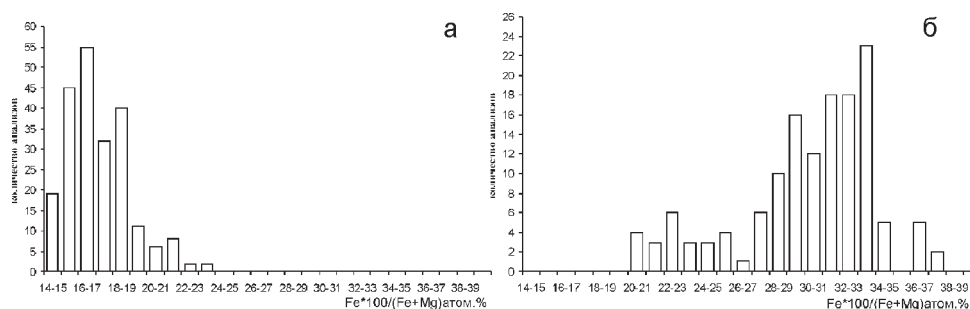


Рис. 2. Железистость ортопироксенов из а) тела Водораздельном и б) тела Икэн.

чается постагматический амфибол ряда актинолит-тремолит, который замещает пироксены.

Фигуративные точки составов **слюд** располагаются вблизи границы минеральных видов биотит-флогопит. Состав минералов из пород скв. 21 довольно однообразен и изменяется незначительно. Так железистость варьирует в интервале 12.19–26.26 %, Al_2O_3 – 14.05–15.73 %, MgO – 16.18–20.49 %. Особенностью этих биотитов являются обогащение Na_2O (до 0.61 %), Cr_2O_3 (0.6–1.06 %) и высокая титанистость – (в среднем содержание TiO_2 – 7.37 %). Слюды пород Икэнского тела менее магнезиальные (3.97–19.49 %), менее титанистые (TiO_2 в среднем 2.88 %) и отличаются очень значительными вариациями железистости – 18.25–80.27 %. Такие примеси, как Na_2O (до 0.6 %) и Cr_2O_3 (до 0.79) присутствуют в биотитах, где железистость, как правило, не превышает 50 %. Спецификой этих слюд является наличие примеси NiO (до 0.56 вес. %).

Шпинель в породах Водораздельного тела представлена хромшпинелидами с содержанием Cr_2O_3 до 20 вес. %. Концентрации MnO в них, в среднем, составляют 0.24 %, ZnO – 0.05–0.32 %, NiO – отсутствует. Шпинелиды пород Икэнского тела относятся к ряду хромпикотит - герцинит, среди них выделяется группа с заметной примесью Cr – 9–10.5 %, повышенными содержаниями Mn (в среднем 0.36 %) и пониженными Zn (в среднем 0.17 %) в отличие от основной группы, где концентрации Mn в среднем составляет 0.2 %, Zn 0.27 %. В шпинелях пород скв. 25 установлены высокие концентрации NiO – 0.15–0.95 %, в ряде случаев содержание CaO в них достигает 0.53 %. Особенностью шпинелидов этой скважины являются наличие примеси ZnO (0.71–1.22 %) и NiO (в среднем 0.53 %).

Рассмотренные химические составы породообразующих и аксессуарных минералов пород кун-маньенского интрузивного комплекса характеризуются рядом особенностей, которые отличают их от минералов таких же мафит-ультрамафитов других комплексов (офиолитов, глубинных ксенолитов и т.д.). Железистость наиболее магнезиальных оливинов не опускается ниже Fa_{16} , что выше, чем железистость оливинов ультрамафитов из других комплексов. Оливины с такой железистостью, с учетом коэффициента распределения, могли кристаллизоваться из базальтоидного расплава. Низкие содержания CaO в оливинах и близкие содержания жадеитового минала в клинопироксенах рассматриваемых пород и из ультрамафитовых ксенолитов предполагает их глубинную магматическую кристаллизацию.

Положительная корреляция оливина с сосуществующими ортопироксеном, клинопироксеном, паргаситом, шпинелью по железистости, содержанию алюминия и хрома, свидетельствует об их совместной кристаллизации, что подтверждается структурными исследованиями.

Распределения содержаний Ni и Zn в оливинах, шпинелидах и слюдах пород Водораздельного тела, вмещающего преимущественно сингенетические сульфидные руды, отличаются от особенностей распределения содержаний Ni и Zn в минералах Икенского тела, которое вмещает эпигенетические руды. Такое явление вероятно связано с активностью серы.

Литература

1. Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.Л. и др. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Докл. РАН. Серия Науки о Земле. 2009. Т. 425, № 3. С. 505–508.

Е.В. Пушкарев, Е.В. Аникина

**МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ХРОМ-ПЛАТИНОВОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В ДУНИТАХ ИЗ КОМПЛЕКСОВ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА**

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

История изучения и разработки коренных хром-платиновых месторождений в дунитах из комплексов Урало-Аляскинского типа насчитывает немногим более 100 лет. Первые такие месторождения были открыты на Урале в 1892 году. В течение нескольких десятков лет на них велись опытно-методические и добычные работы, которые однозначно показали, что понятие “руда” может быть использовано только по отношению к хромитовым сегрегациям в дунитах. Хромититы являются концентраторами минералов платиновой группы (МПГ), а суммарное содержание платиноидов может достигать в них десятков и даже сотен грамм на тонну при весьма неравномерном распределении. Концентрация платиноидов в дунитах околорудного пространства на порядок ниже, чем кларковые количества этих элементов в “фоновых” дунитах, что позволило сформулировать понятие отрицательных платиновых аномалий [2, 9]. По данным Ю.А. Волченко [9], мощность таких обедненных зон составляет несколько десятков метров, что было установлено на примере околорудного пространства крупнейшего месторождения такого типа в Мире “Господская шахта” в Нижнетагильском массиве на Урале. Поэтому вовлечение околорудных дунитов в отработку разубоживает содержание платиноидов настолько, что содержание ЭПГ опускается ниже бортового и извлечение платиноидов становится экономически невыгодным. Эти данные отражены в отчетах А.Г. Бетехтина, который в то время работал рудничным геологом на этом месторождении. Напомним, что «Господская шахта» была отработана до глубины почти 200 метров с многочисленными горизонтальными штреками и рассечками, что позволило довольно точно задокументировать и морфологию рудных тел, и особенности структуры и минералогии, и распределение в них платиноидов. В это же время, на Нижнетагильском массиве разрабатывалось еще несколько рудных месторождений и сотни мелких проявлений и отдельных шширов, что позволило уже в начале XX столетия составить довольно полное представление о геологии хром-платиновых месторождений и высказать обоснованные суждения о их генезисе. Эти материалы изложены в классических работах Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина и других исследователей [1, 3, 4].

Основываясь на структурно-морфологических особенностях хромитовых сегрегаций и их взаимоотношениях с вмещающими ультраосновными породами А.Н.-Заварицким [4] и А.Г. Бетехтиным [1] было предложено выделять среди них сингенетические и эпигенетические руды. Именно последний – эпигенетический тип хромитовых сегрегаций и является основным носителем платиновой минерализации, в которой минералы ЭПГ совместно с разнообразными силикатами слагают цемент хромитовых шширов, а также образуют сингенетические включения в хромшпинелидах. Хромититы этого типа приурочены к крупнозернистым перекристаллизованным дунитами, залегающим в центральных зонах дунитовых тел [3, 4, 6, 7]. По-видимому, эпигенетические руды и перекристаллизованные дуниты служат основными источниками крупной платины для россыпей, которые являются главным промышленно-генетическим типом собственно платиновых месторождений. К сожалению, недо-

учет классических исследований, проведенных 100 лет назад на Урале, привел к возрождению магматической модели образования хром-платиновой минерализации в дунитах из комплексов Урало-Аляскинского типа [8, 13], что не соответствует большинству наблюдаемых фактов, приведенных ниже.

Структурно-морфологические особенности эпигенетических хромит-платиновых руд. Рудные тела представляют собой изолированные жилы, гнезда или шпирь в дунитах. Обычно, в длину их размеры не превышают первых метров, а по мощности несколько сантиметров. Иногда такие изолированные шпирь объединены в более крупные зоны, мощностью до нескольких метров. Очень часто (но не всегда), от вмещающих дунитов эпигенетические руды отделены узкой (5–10 мм) зоной светло-зеленых серпентинитов, в которой отсутствуют реликтовые зерна оливина. В рудных телах поперек их уплощенности развита полигональная сетка контракционных минерализованных трещин, не выходящих за пределы тел. Мощность трещин 1–2 мм. Трещины заполнены зональным колломорфным агрегатом хлорита, серпентина с примесью кальциевых гранатов и других минералов. Центральные зоны трещин нередко выполнены кальцитом или реже кальцит-апатитовым агрегатом с мелкими друзовыми полостями. Наиболее ярким доказательством эпигенетичности хромититов по отношению к дунитам являются дунитовые брекчии с хромититовым цементом.

Минеральный состав хромит-платиновых руд и последовательность кристаллизации минералов. Можно выделить как минимум три последовательных и частично перекрывающихся стадии формирования рудных тел: 1) образование хромшпинелида и сингенетичных с ним мономинеральных и полиминеральных включений; 2) формирование силикатного цемента и основного объема платиновых минералов; 3) возникновение контракционных трещин и заполнение их колломорфными и кристаллическими агрегатами низкотемпературных минералов: серпентина, хлорита, кальциевых гранатов, кальцита, апатита и др. Включения платиноидов в хромшпинелидах обычно сопровождаются ассоциацией силикатных, в том числе гидроксилсодержащих, минералов – хромдипсида, хромпаргасита, флогопита, хлорита, серпентина и тд. В составе включений отмечаются Fe-Cu и Ni сульфиды [10]. Практически такой же набор минералов входит в состав интерстициальной ассоциации дунитов и выполнения миароловых полостей в дунит-пегматитах [5, 10]. Мы предполагаем, что валовой химический и минеральный состав микровключений отражает состав минералообразующей среды в момент формирования руд, важнейшей особенностью которой была обогащенность хромом, кальцием, магнием, щелочами и флюидом.

Химический состав хромшпинелидов и зональность рудных тел. Известно, что рудные хромшпинелиды по сравнению с аксессуарными хромитами в платиноносных дунитах обладают более высокой магнезиальностью и содержаниями хрома, что используется как доказательство их раннего образования. Изучение состава хромшпинелидов вкрест простирания эпигенетических рудных тел выявило наличие зональности. В самом общем виде эта зональность выражается в увеличении содержания хрома, алюминия, магния и величины $Fe^{3+}/Fe_{\text{общ}}$, и в падении содержания железа в хромшпинелиде от краев рудных тел к их центру. При этом величина $Cr/(Cr+Al)$ отношения в хромшпинелидах не изменяется. Состав хромшпинелида из серпентинитовых зон, окаймляющих руды свидетельствует, что они являются элементом общей рудной зональности. Следовательно, наиболее высокохромовые и магнезиальные

хромшпинелиды являются наиболее поздними [5, 10]. Учитывая небольшие размеры рудных тел и их изолированный характер, можно предположить, что зональность имеет концентрический, замкнутый рисунок. Образование такой зональности может быть связано только с относительно низкотемпературными процессами, сдерживающими интенсивное проявление диффузии, которая могла бы привести к выравниванию концентраций компонентов.

Редокс-состояние и температура оливин-хромитового равновесия в дунитах и эпигенетических хромит-платиновых рудах. Нами было проведено изучение окислительно-восстановительных условий равновесия оливин-хромитового парагенезиса в дунитах и хромитовых сегрегациях из различных массивов Платиноносного пояса Урала [12]. Было показано, что первичные дуниты Нижнетагильского массива имеют температуру оливин-хромитового равновесия порядка 1050–1150 °С. В перекристаллизованных дунитах такое равновесие устанавливается примерно на 180 °С ниже этих значений, а эпигенетические хромититы, обогащенные МПГ, соответствуют температуре 700–800 °С. При этом, оливин-хромитовое равновесие в первичных дунитах отвечает фугитивности кислорода примерно на 2–2.5 единицы выше буфера QFM, а эпигенетические руды характеризуются фугитивностью еще на 1.5–2 порядка выше этой величины. Окситермобарометрические данные убедительно показывают низкотемпературный характер платинового оруденения нижнетагильского типа, формирование которого сопровождается ростом окисленности минералообразующей среды.

Изотопия кислорода. Породообразующие оливин и хромшпинелид из дунитов Нижнетагильского массива характеризуются чрезвычайно устойчивым составом изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O} = 7.6 \text{ ‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 6\text{--}6.8 \text{ ‰}$ соответственно [11], что несколько выше, чем в хондритах или в неконтаминированных породах мантийного происхождения. Близкими значениями соотношений изотопов кислорода обладают хромшпинелиды из эпигенетических руд. Это указывает, что руды и вмещающие их дуниты являются изотопно равновесными, а в их формировании принимали участие магматические флюиды без существенной добавки корового или метеорного компонента.

Обсуждение результатов. Данные о структурно-морфологических особенностях эпигенетических хром-платиновых руд свидетельствуют, что их становление происходило в практически консолидированных дунитах на завершающих стадиях проявления твердопластических деформаций. Их формирование связано с отгонкой остаточного флюидонасыщенного и обогащенного хромом, кальцием, щелочами, платиной и другими компонентами межгранулярного вещества в области пониженного давления (области разгрузки). Дальнейшая эволюция отделившегося вещества проходила в условиях закрытой геохимической системы, либо с незначительным химическим обменом с вмещающими дунитами. Масштабы такого обмена не превышают первых сантиметров по мощности и выражаются в наличии слабых градиентных зон изменения состава аксессуарного хромшпинелида в дунитах вблизи рудных тел и в образовании маломощных серпентинитовых оторочек вокруг руд. Образование каемок связано с гидратацией оливина, которая в водонасыщенной обстановке происходит при температуре ниже 500 °С, но значительно раньше начала массовой серпентинизации дунитов. Главная стадия рудообразования проходит в температурном интервале 800–500 °С и начинается с образования хромшпинелидов, захватывающих фрагменты минералообразующей среды. После этого, при понижении температуры

начинают формироваться минералы цемента: оливин, платиноиды и другие минералы. Следующий этап связан с массовой гидратацией высокомагнезиальной минеральной ассоциации в цементе руд при $T < 500$ °С. Процессы минералообразования и преобразования в замкнутой системе хром-платиновых руд продолжают вплоть до самого низкотемпературного уровня, что отражается и в строении зерен МПГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00911-а, Программ ОНЗ РАН № 2 (09-Т-5-1011) и № 10 (09-Т-5-1019)

Литература

1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М., 1935. 148 с.
2. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Часть II // Литосфера. 2007. № 4. С. 73–101.
3. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского района на Урале // Труды Геол. комитета. Нов. сер. 1913. № 62. 694 с.
4. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале: Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. СПб., 1928. С. 1–51.
5. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 1997. 488 с.
6. Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России / Вильданова Е.Ю., Зайцев В.П., Кравченко Л.И., Ланда Э.А., и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
7. Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н., Власов Е.В. Минералогия и генезис “шлиховой платины” россыпных месторождений Южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 3. С. 212–238.
8. Округин А.В. Минеральные парагенезисы и генезис самородков изоферроплатины из россыпи Инагли (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 3. С. 268–279.
9. Платинотетральное оруденение в геологических комплексах Урала / Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., и др. Екатеринбург: ДПР, ОАО “УГЭСЭ”, УрО РАН. УГГГА, 2001. 199 с.
10. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.
11. Уханов А.В., Аникина Е.В., Устинов В.И. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива в свете по изотопному составу кислорода оливинов и хромшпинелидов // Геохимия. 1998. № 12. С. 1298–1300.
12. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В. Миронов А.Б., Уймин С.Г. Окситермобарометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 2002. № 8. С. 846–863.
13. Aue T., Genna A., Legendre O., Ivanov K.S., Volchenko Y.A. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // Economic Geology. 2005. V. 100. P. 707–732.

Е.В. Пушкарев

**КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ АНКРАМИТОВЫХ РАСПЛАВОВ КАК ВЕРОЯТНЫЙ
МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ ДУНИТ-
КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ТЫЛАИТОВЫХ МАССИВОВ**

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Урало-Аляскинского типа составляют особый класс геологических образований, которые, по своей внутренней структуре, химическому составу пород и минералов и сопутствующему хром-платиновому оруденению, хорошо отличаются от всех других известных габбро-перидотитовых ассоциаций. В самом начале XX века на Урале эти массивы были объединены Ф.А. Левинсон-Лессингом в габбро-пироксенит-дунитовую формацию [6]. Масштабные геологические исследования, выполненные на Урале в начале двадцатого столетия [1, 14], позволили дать подробную характеристику строению района развития дунит-клинопироксенит-габбровых массивов и их внутренней структуры, привести исчерпывающее описание пород и сопутствующих платиновых месторождений. Были изданы кондиционные геологические карты, отражающие зональное строение многих массивов и наличие у них дунитовых ядер. Существенно позже аналогичные комплексы были описаны в Юго-восточной Аляске и в Британской Колумбии [15], а после работ Н.Ирвина [16] они получили в англоязычной литературе название “Ультрамафические комплексы (массивы) Аляскинского типа”, что, как мы видим, не учитывает российский приоритет в этих исследованиях. При этом в состав массивов были включены только дуниты, клинопироксениты, горнблендиты, жильные амфиболовые меланогаббро и меланократовые порфиroidные породы с интерстициальным плагиоклазом – тылаиты, которые существенно отличаются по составу от габброидов (оливиновых габбро и габбро-норитов), образующих крупные самостоятельные массивы, пространственно ассоциированные с ультрамафитами. По отношению к последним, предполагался более молодой возраст ультрамафитов.

На Урале, возрастные взаимоотношения между ультраосновными породами и пространственно ассоциирующими с ними массивами габбро, не столь очевидны, особенно на фоне появившихся в последнее время разнообразных изотопно-геохронологических данных. Однако, автономность дунит-клинопироксенитовых массивов относительно габбровых, постоянно подчеркивается в исследованиях АА.Ефимова и других исследователей [2, 3, 5 и др.]. Доказательством этому является присутствие концентрически-зональных массивов с дунитовым ядром и клинопироксенитовой оторочкой без какого-либо участия или с минимальным участием габбро. Большинство же массивов по [2, 3], представляют собой продукт тектонической интеграции ультраосновных и габбровых блоков, а тылаиты являются бластомилонитами, образующимися при перекристаллизации и деформации пород в “горячих швах”, связывающих эти блоки, что является, на наш взгляд, весьма спорным заключением.

Платиноносные дунит-клинопироксенит-тылаитовые массивы и, ассоциированные с ними габбровые блоки, встречаются в различных геотектонических обстановках: в складчатых поясах, на окраинах континентов и в островных дугах, на

древних платформах, хотя область перехода от океана к континенту является наиболее продуктивной зоной их образования. Возраст их также разнообразен – от венда до кайнозоя. Что является главными особенностями и важнейшими проблемами геологии платиноносных дунит-клинопироксенит-тылаитовых массивов? 1) В идеализированном варианте – это концентрически-зональное строение, когда дунитовые ядра окружены клинопироксенитовыми оторочками с телами тылаитов. 2) Значительные объемы клинопироксенитов и отсутствие пород с ранним, первичным ортопироксеном. 3) Хром-платиновое оруденение, которое является источником гигантских платиновых россыпей.

Несомненно, одним из ключевых моментов геологии Урало-Аляскинских комплексов является чрезвычайно широкое развитие в них клинопироксенитов. Так, в структуре крупнейшего в Мире Платиноносного пояса Урала, дуниты составляют только 5–10 %, клинопироксениты и тылаиты около 40 %, а ассоциированные с ними массивы габбро около 50 %. В конкретных массивах эти соотношения могут существенно отличаться от средних. Однако ясно, что доля клинопироксенитов и тылаитов во много раз превышает количество дунитов и сопоставима по объему с габброидами. Поэтому проблема генезиса клинопироксенитов, по нашему мнению, является ключевой в понимании природы этих комплексов.

Начиная с работ А.Н. Заварицкого [4], весьма популярными стали представления о реакционно-метасоматическом генезисе клинопироксенитов, согласно которым эти породы образовались при взаимодействии дунитов и габброидов. Впоследствии эта гипотеза развивалась и детализировалась в работах уральских петрологов. Однако эта гипотеза не может объяснить причину масштабного образования клинопироксена и, как следствие, высокоизвестковистый состав пород. Простые магматические модели образования клинопироксенитов в результате кристаллизации расплава такого же состава, либо в процессе кумуляции темноцветных минералов при дифференциации базальтоидной магмы, также имеют существенные ограничения.

Если посмотреть на эту проблему шире то оказывается, что в природе существуют только весьма ограниченное количество расплавов, способных к фракционированию значительных объемов клинопироксена. К ним относятся некоторые типы пикритов и, главным образом, анкарамиты, широко развитые в современных и древних островодужных системах [12, 13 и др.]. Как известно, анкарамиты представляют собой порфиновые породы с обильными вкрапленниками клинопироксена и оливина. Суммарное количество клинопироксена в этих породах превышает 50 % и может достигать 70 %. Главной петрохимической характеристикой анкарамитов является высокое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношение, превышающее 0.9–1.0, что отличает их от расплавов, производных пиrolитовой мантии. Кристаллизация анкарамитов контролируется котектическим оливин-клинопироксеновым фракционированием, которое определяет все особенности петрохимии пород и состава породобразующих минералов. Известно, что соотношение оливина и клинопироксена в котектике зависит от давления, при возрастании которого доля оливина увеличивается [17]. Естественно предположить, что в результате дифференциации анкарамитовых расплавов могут формироваться породы, соответствующие оливин-клинопироксеновой котектике – оливиновые клинопироксениты и породы, в той или иной степени обогащенные оливином – дуниты и верлиты. Сами же анкарамиты являют-

ся петрохимическими аналогами тылаитов, входящих в состав Урало-Аляскинских комплексов.

Это предположение согласуется с расчетами составов первичных расплавов, которые предполагаются в качестве родоначальных для образования дунит-клинопироксенит-тылаитовых массивов [7–9]. Эти составы близки к анкарамитам и тылаитам и соответствуют оливин-клинопироксеновой котектике при давлении около 20 кбар. Соотношение оливина и клинопироксена в котектике при таком давлении составляет, в среднем, 20:80. Низкобарическая котектика, которой соответствует средний модалный состав большинства оливиновых клинопироксенитов, содержит оливина в 2 раза меньше. Следовательно, около 10 % оливина должно быть закристаллизовано и удалено из системы. Это, примерно, соответствует количеству дунитов в комплексах Урало-Аляскинского типа. Таким образом, если предположить, что кристаллизация родоначального анкарамитового расплава происходит во время его подъема, с соответствующей потерей давления, то он будет долго находиться внутри поля первичной кристаллизации оливина, до тех пор, пока при относительно низком давлении он не достигнет котектики, после чего начнется совместная кристаллизация оливина и клинопироксена. За это время, около 10 % оливина будет закристаллизовано и, в случае однонаправленного движения расплава в магматической колонне, стремиться занять центральную зону потока, что соответствует законам гидродинамики и дифференциации течения. Следовательно, центральная часть колонны будет обогащаться оливином и приближаться по составу к дуниту, а краевые зоны будут соответствовать оливиновым клинопироксенитам и, в случае начала кристаллизации плагиоклаза – тылаитам. Такой механизм может объяснить многие особенности строения и состава массивов Урало-Аляскинского типа, но имеет и существенный недостаток. Он может эффективно проявляться только в относительно небольших геологических телах.

Существует и другая теоретическая возможность сформировать зональные дунит-клинопироксенит-тылаитовые массивы при кристаллизации анкарамитового расплава. Для этого он должен начинать кристаллизоваться на значительных глубинах, превышающих по давлению 7 кбар – границы устойчивости основного плагиоклаза. Дифференциация должна происходить в достаточно спокойных условиях, сходных с формированием расслоенных интрузий. При этом внизу будут находиться дуниты или породы близкие к ним по составу, над ними оливиновые клинопироксениты, а выше – тылаиты. В случае диапироидного воздымания такой последовательности, например, при тектоническом сжатии будут формироваться массивы со сходной концентрически-зональной структурой и дунитовыми ядрами. Во время такого твердо-пластического (протрузивного) внедрения будут активно проявляться деформации и процессы высокотемпературной перекристаллизации, которые весьма характерны для комплексов Урало-Аляскинского типа. Первичные магматические характеристики минералов и пород могут быть при этом в значительной мере утрачены.

И все-таки, сохраняются ли петрологические признаки, указывающие на сходство кристаллизации анкарамитов и пород дунит-клинопироксенит-тылаитовых массивов и их генетическую общность? Быстрая кристаллизация эффузивных анкарамитов обеспечивает хорошую сохранность минералов от ранних к поздним стадиям кристаллизации. Вкрапленники клинопироксена обладают зональностью,

которая выражается в увеличении Fe/(Fe+Mg) отношения от ядра к кайме с одновременным ростом в этом направлении концентраций Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O и уменьшением Cr_2O_3 . Самые магнезиальные пироксены имеют $Fe/(Fe+Mg)=0.08-0.10$, а самые железистые – $0.4-0.45$. Вкрапленники оливина также характеризуются нарастанием Fe/Mg отношения от ядра к кайме. Высокомагнезиальные клинопироксены и оливины содержат включения высокохромистого хромшпинелида, состав которого в процессе кристаллизации смещается в сторону магнетита. На заключительных стадиях кристаллизации анкармитов к темноцветным минералам присоединяется плагиоклаз. Такие же закономерности, как мы знаем, характерны для вариаций составов минералов в породах дунит-клинопироксенит-тылаитовых массивов Урало-Аляскинского типа [5, 8–11, 15]. Геохимические особенности анкармитов также не противоречат тому, что они могут быть родоначальными расплавами для дифференцированных дунит-клинопироксенит-тылаитовых массивов Урало-Аляскинского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00911-а, Программ ОНЗ РАН № 2 (09-Т-5-1011) и № 10 (09-Т-5-1019)

Литература

1. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. СПб: Труды Геол. Комитета. Новая серия. Вып. 62. 1913. 694 с.
2. Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 34–46.
3. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах// Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31–39.
4. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале: Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. СПб., 1928. С. 1–51.
5. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского Университета, 1997. 327 с.
6. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Труды СПб Общества естествоиспытателей. 1900. Т. 30. Вып. 5. С. 1–257.
7. Попов В.С., Никифорова Н.Ф. Происхождение ультрамафитов и габброидов Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала// Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2001. № 3. С. 47–61.
8. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
9. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13–23.
10. Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: Ин- геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.
11. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. Клинопироксены из пироксенитов Качканара // Зап. ВМО. 1967. Ч. 96. № 2. С. 133–140.
12. Barsdell M., Berry R.F. Origin and evolution of primitive island arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu// Journal of Petrology. 1990. V. 31, N 3. P. 747–777.
13. Della-Pasqua F. N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // The Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 291–312.
14. Duparc L., Tihonowich M.N. Le platine et les gites platiniferes de l'Oural et du Monde. Geneve, Editions Sonor, 1920, 547p.
15. Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS), Professional Paper. 1995. 47 p.
16. Irvine T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex Southeastern Alaska. The Geological Society of America. Memoir 138, Ontario. 1974. 176 p.
17. Presnall C.D., Dixon S.A., Dixon J.R. et al. Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. V. 66, N 2. P. 203–220.

С.В. Рассказов^{1,2}, М.И. Грудинин¹, И.С. Чувашова^{1,2}

**ПЕРЕХОД ОТ ХАДИЯ К АРХЕЮ: СМЕНА МАГМАТИЗМА И ХАРАКТЕРА
ЭВОЛЮЦИИ РУДНЫХ СВИНЦОВ**

¹Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
“Иркутский государственный университет”, г. Иркутск

²Учреждение Российской академии наук Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В 20-м столетии долгое время была общепринятой гипотеза О.Ю. Шмидта, согласно которой отсутствие в породах Земли информации о первых 500 млн лет ее существования как космического тела воспринималось как свидетельство того, что “молодая Земля никогда не плавилась, и у нее не было плотного металлического ядра” [4]. В конце столетия, однако, были получены прямые геохронологические данные, свидетельствующие о ранних геологических процессах, протекавших в “горячей” Земле. Временной интервал от ~4567 млн лет назад (т.е. момента большого взрыва, определенного по максимальному возрасту метеоритного вещества) до ~3800 млн лет назад отнесен к доархейскому существованию планеты – хадийскому или присконскому времени. Для понимания перехода от хадия к архею в настоящем сообщении проводится анализ материалов по изотопным системам Th, U-Pb, Sm-Nd и Lu-Hf. Обзор результатов исследований систем короткоживущих радионуклидов ¹⁸²Hf-¹⁸²W и ⁵³Mn-⁵³Cr для реконструкций времени образования ядра в ранней Земле приведен ранее [20].

Прямые и косвенные данные указывают на кристаллизацию в хадии расплавов от ультраосновного до кислого состава. Так, гнейсы Акаста (Канада) датированы U-Pb методом (SHRIMP) по цирконам интервалом 4.03–3.94 млрд. лет. Для пород определены начальные значения εNd в интервале от -4.8 до +3.6 [6, 7]. По отдельным образцам получены и Sm-Nd изохронные предельные оценки возраста до 4.02 млрд лет (устное сообщение Д. Колмана). Вовлечение в измерение более многочисленных образцов гнейсов дало общую Sm-Nd эррохрону 3371 ± 59 млн лет (СКВО = 9.2) с начальным εNd = -5.6 ± 0.7, что интерпретировалось как показатель существенной переработки корового протолита около 3.4 млрд лет назад [17]. Позже, в гнейсах Акаста были выделены ксенокристы циркона, для которых был измерен U-Pb возраст 4.2 млрд лет методом лазерной абляции в сочетании с плазменной масс-спектрометрией и с применением ионного зонда высокого разрешения. Геохимические характеристики цирконов служили показателем их кристаллизации из гранитных расплавов [15].

Обломочные цирконы с U-Pb возрастом более 3.8 млрд лет найдены в архейских комплексах Гренландии, Западной Австралии (Джек Хилз) и Восточной Антарктиды [8, 19, 25]. На территории Азии установлены остатки коры, соответствующие границе хадия и архея (возраст ~3.8 млрд лет) в китайской части Сино-Корейского кратона (Аншан) [16]. Обнаружены также обломочные цирконы хадия (возраст 3981 ± 9 млрд лет) в блоке Чангду Северного Кьянгтанга в Тибете. По двустадийной модели изотопов Hf получены оценки возраста во временном интервале 4316–3784 млн лет. Подобные обломочные цирконы с возрастом 4.1–4.0 млрд лет были найдены в Гималаях на территории, некогда входившей в состав Восточной Гондваны [14].

Цирконы характеризуются высокой концентрацией Hf (~1 мас. %) при пренебрежительно малом отношении Lu/Hf, что способствует длительному (млрд лет) сохранению $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ [5]. При кристаллизации циркона происходит отторжение Hf от материнско–дочерней системы Lu–Hf, подобно отторжению рудных свинцов от системы Th, U–Pb. Отрицательные значения ϵ_{Hf} в обломочных цирконах Джек Хилз интерпретировались как показатель образования Lu/Hf резервуара, соответствующего континентальной коре уже 4.5 млрд лет назад, а положительные значения – раннего обеднения верхней мантии [12]. По Ti-термометрии цирконы перекрывались с цирконами из других типов мафических и салических пород [13, 26].

Для реконструкций условий самого раннего формирования архейской протокры ключевое значение имеет зеленокаменный пояс Исуа на юге Западной Гренландии [9, 22, 23]. Здесь по бонинитам супракорového комплекса возрастом ~3.8 млрд лет реконструируется обстановка, подобная формированию внутриокеанических островных дуг и срединных хребтов фанерозоя [11]. В зеленокаменных поясах возрастом 3.8–2.5 млрд лет встречаются породы, производные процессов субдукции, – бониниты, пикриты, адакиты, магнезиальные андезиты и обогащенные Nb базальты, что сближает тектонику архея с тектоникой современных конвергентных окраин [1, 10, 24].

Наряду с перидотитовыми и базальтовыми коматиитами [21 и др.], для архея характерны ультрабазиты повышенной железистости. Тела такого состава изучены в архейском фундаменте юга Сибирской платформы. Они испытали интенсивное тектоническое дробление и были интенсивно флогопитизированы при инъекциях гранитных жил. По данным Rb–Sr датирования, вторичные преобразования ультрабазитов Крутой Губы произошли на рубеже архея–протерозоя, а, следовательно, породы закристаллизовались в архее [2].

Независимую информацию о характере перехода от хадия к архею дает изучение рудных (отторженных) свинцов. Исходя из гипотезы о «горячей» Земле, мы нашли связь между моделями накопления радиогенных свинцов Холмса–Хаутерманса и диффузионной конкордии–дискордии Вассербурга с определением при фиксированном m ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) моментов замыкания U–Pb-изотопной системы (T) и отторжения свинцов (t). В рамках модели установлено отделение свинцов В-типа Гарганского блока (юго-восток Восточного Саяна) во временном интервале 2.3–1.4 млрд лет назад из протолита ($m = 11.0$), консолидированного 4.31 млрд лет назад, а свинцов J-типа южного края Сибирского кратона – 1.80–0.25 млрд лет назад из протолита ($m = 20.1$), консолидированного 3.82 млрд лет назад. Протолиты образовались, соответственно, после начальной аккреции Земли и после эпизода ее поздней (около 3.9 млрд лет назад) тяжелой бомбардировки космическими телами [3, 20]. Кривая, подобная кривой свинцов юга Сибирского кратона при идентичных параметрах T и m , свойственна месторождениям разлома Тинтина (Юкон), а кривая свинцов Гарганского блока близка к кривой «согласных» свинцов ($\mu = \sim 9.0$).

Близкое положение к «согласным» занимают рудные свинцы гнейсов Амитсок (пояс Исуа), которые были аппроксимированы Дж.С. Стэйси и Дж.Д. Крамерсом кривой с $\mu = 9.7$, исходящей из точки 3.7 млрд лет. Авторами предполагалось, что этот момент соответствовал пику корообразующего события. Предшествовавшие процессы описывались кривой накопления радиогенных свинцов при $\mu = 7.2$, т.е. ниже значения «согласных» свинцов. Закрытая система соответствовала сначала – источнику верхней мантии, а затем – верхней коры (без включения материала источ-

ников нижней коры, нижней мантии или ядра). Отторженные свинцы гнейсов Амитсок аномальны, т.е. часть их фигуративных точек оказалась смещенной правее геохроны. Из модели [3, 20] следует, что такое смещение происходило на первой стадии по конкордии. Вторая стадия обозначила накопление по диффузионной дискордии. По находкам в поясе Исуа пород с возрастом не менее 3.8 млрд лет [11] переход от первой стадии ко второй в модели Дж.С. Стэйси и Дж.Д. Крамерса может быть снижен с соответствующим снижением параметра m . Таким образом, в отличие от вариантов эволюции свинцов Гарганского блока и юга Сибирского кратона при $m = \text{const}$, двустадийный характер их эволюции в поясе Исуа интерпретируется как переход от хадия к архею при резкой смене режима накопления от конкордии к дискордии, от мантийного источника к верхнекоровому.

В перечисленных случаях накопление рудных свинцов определялось кристаллизацией в закрытых (однородных) материнско–дочерних системах в хадии и архее. Однако существовали и системы иного типа, которые в целом рассматриваются как гетерогенные, с существенными вариациями параметра m . Свинцы формировались в системе без направленного смещения от геохроны вдоль конкордии, которое достигалось в расплавленной Земле. Гетерогенность могла усугубиться космическими телами, соединившимися с Землей во время последней тяжелой бомбардировки ~3.9 млрд лет назад. Показательным является распределение фигуративных точек отторженных свинцов параллельно геохроне с некоторым смещением левее ее. Такое распределение установлено в галенитах рудных свинцов восточного блока Северо-Китайского кратона (п-ов Шандунь) и Омолонского массива (Чукотка).

При всей скудности информации о породах ранней Земли в настоящее время ее можно рассматривать как гетерогенное космическое тело, находившееся в хадии в расплавленном состоянии, испытывавшее тяжелые бомбардировки другими космическими телами. В это время формировалась кора океанического (с низким m) и континентального (с высоким m) типов, а на рубеже хадия и архея часть океанической коры была преобразована в континентальную. В архее на Земле существовали также фрагменты с первичным составом метеоритного вещества, испытывавшие преобразование в процессе более поздней эволюции.

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП “Научные и научно–педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы”, государственный контракт № П736 от 20.05.2010 г.

Литература

1. Голубев А.И., Светов С.А., Светова А.И. Сумийские (2.55–2.40 млрд. лет) андезибазальтовые ассоциации центральной Карелии // Исследователь в России. 2002. [http:// zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2002/081.pdf](http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2002/081.pdf)
2. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. Новосибирск: Наука, 1987. 157 с.
3. Рассказов С.В., Брандт С.Б. Рудные свинцы Гарганского блока и южного края Сибирского кратона: параметры сопряженной модели Холмса–Хаутерманса и конкордии–дискордии // Известия Иркутского государственного университета. Серия “Науки о Земле”. 2009. Т. 2, № 1. С. 127–143.
4. Сорохтин О.Г. Жизнь Земли. М.–Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”; Институт компьютерных исследований, 2007. 452 с.
5. Amelin Y. A tale of early Earth told in zircons // Science. 2005. V. 310. P. 1914–1915, doi: 10.1126/science.1121536.

6. Bowring S.A., Housh T. The Earth's early evolution // *Science*. 1995. V. 269, P. 1535–1540.
7. Bowring S.A., Williams I.S. Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 3–16.
8. Black L.P., Williams I.S., Compston W. Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 94. P. 427–437.
9. Crowley J.L., Myers J.S., Dunning G.R. Timing and nature of multiple 3700–3600 Ma tectonic events in intrusive rocks of the Isua greenstone belt, southern West Greenland // *GSA Bulletin*. 2002. V. 114, N 10. P. 1311–1325.
10. Dilek Y., Polat A. Suprasubduction zone ophiolites and Archean tectonics // *Geology*. 2008. V. 36, N 5. P. 431–432.
11. Furnes H., de Wit M., Staudigel H. et al. A vestige of Earth's oldest ophiolite // *Science*. 2007. V. 315, N. 5819. P. 1704–1707, doi: 10.1126/science.1139170.
12. Harrison T.M., Blichert-Toft J., Мӱller W. et al. Heterogeneous Hadean hafnium: evidence of continental crust // *Science*. 2005. V. 310. P. 1947–1950.
13. Harrison T.M., Blichert-Toft J., Мӱller W. et al. Comment on “Heterogeneous Hadean Hafnium: evidence on continental crust at 4.4 to 4.5 Ga // *Science*. 2006. V. 312. P. 1139b.
14. He S.P., Li R.S. Wang C. et al. Discovery of ~4.0 detrital zircons in the Changdu block, North Qiangtang, Tibetan Plateau // *Chinese Science Bulletin*. 2011. V. 56, N 7. P. 647–658, doi: 10.1007/s11434-010-4320-z.
15. Iizuka T., Horie K., Komiya T. et al. 4.2 Ga xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: evidence for early continental crust // *Geology*. 2005. V. 34, N 4. P. 245–248.
16. Liu D.Y., Nutman A.P., Compston W. et al. Remnants of 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton // *Geology*. 1992. V. 20. P. 339–342.
17. Moorbath S., Whitehouse M.J., Kamber B.S. Extreme Nd-isotope heterogeneity in the early Archean: fact or fiction? Case histories from northern Canada and West Greenland // *Chem. Geol.* 1997. V. 197. P. 213–231.
18. Nutman A.P., Friend R.L. Comment on “A vestige of Earth's oldest ophiolite” // *Science*. 2007. V. 318, N. 5851. P. 746, doi: 10.1126/science.1144148.
19. Nutman A.P., Mojzsis S.J., Friend C.R.L. Recognition of a 3850 Ma water-lain sediments in west Greenland and their significance for the early Archean Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 2475–2484.
20. Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.
21. Reyes D.P., Christensen P.R. Evidence for komatiite-type lavas on Mars from Phobos ISM data and other observations // *Geophysical Research Letters*. 1994. V. 21, N 10. P. 887–890.
22. Rosing M.T., Rose N.M., Bridgwater D., Thomsen H.S. Earliest part of Earth's stratigraphic record: a reappraisal of the >3.7 Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence // *Geology*. 1996. V. 24, N 1. P. 43–46.
23. Smithies R.H., Champion D.C., Sun S.-S. The case for Achaean boninites // *Contrib. Miner. Petrol.* 2004. V. 147. P. 705–721.
24. Smithies R.H., Van Kranendonk M.J., Champion D.C. The Mezoarchean emergence of modern-style subduction // *Gondwana Research*. 2007. V. 11. P. 50–68, doi: 10.1016/j.gr.2006.02.001.
25. Valley J.W., Peck W.H., King E.M. A cool early Earth // *Geology*. 2002. V. 30. P. 351–354.
26. Valley J.W., Cavosie A.J., Fu B. et al. Comment on “Heterogeneous Hadean hafnium: evidence on continental crust at 4.4 to 4.5 Ga // *Science*. 2006. V. 312. P. 1139a.

А.И. Русин, А.А. Краснобаев, И.А. Русин

**СУБКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ УРАЛА:
ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА**

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Урал является классическим фанерозойским коллизионным орогенном, формирование которого было связано с полным геодинамическим циклом развития литосферы [10], проявившемся во временной интервале от нижнего рифея (1650 млн лет) до мезозоя (200 млн лет). В его позднедокембрийской предыстории обнаруживаются свидетельства очень длительного пульсационного функционирования суперплюмов, обуславливавших периодические предрифтовые подъемы земной коры (“энсиалические орогении”), их денудацию и формирование трансгрессивных рядов осадочных формаций. Эндогенная активность в условиях преобладающего тектонического режима литосферного растяжения, отмечалась дайковыми роями, расслоенными и щелочно-ультраосновными интрузиями, а также “сухим” плюмовым андерплейтингом и бимодальными сериями рифтовых вулканитов повышенной щелочности. Только в начале палеозоя эндогенное и экзогенное утонение привело к разрыву плит, их расхождению и формированию уральского океанического бассейна. Представительные фрагменты разрезов океанической литосферы широко развиты в палеоостроводужном секторе Урала, расположенном к востоку от Главной офиолитовой сутуры. Уникальным образованием этого сектора является Платиноносный пояс, представленный протяженной (более 900 км) цепью дунит-клинопироксенит-габбровых массивов, природа которого на протяжении более 100 лет являлась предметом дискуссий. Петролого-геохимические и изотопно-хронологические данные, полученные в последние годы, позволяют на новом уровне знаний вернуться к обсуждению этой сложной проблемы.

Наиболее распространенное представление о формировании Платиноносного пояса в надсубдукционной обстановке вызывает серьезные возражения [8, 9]. Платиноносный дунит отсутствует в океанической литосфере, а его сходство с платформенными массивами, прорывающими осадочный чехол Алданского щита (Кондер и др.), общепризнано. В массивах пояса отсутствуют гарцбургиты, являющиеся обязательным элементом океанической литосферы, но этот ключевой и общеизвестный факт ранее не привлекал внимания. Никогда не обсуждался вопрос о возможных механизмах и причинах накопления огромных объемов габбро, явно преобладающих среди других породных ассоциаций. Только появившиеся в последние годы докембрийские U-Pb и Sm-Nd изотопные датировки дали основания для новых интерпретаций. Была установлена чрезвычайная длительность процессов цирконообразования в дунитах, начавшегося в позднем архее (2.8–2.6 млрд лет) и продолжавшегося до нижнего палеозоя [2]. Отчетливо проявлена унаследованность формирования цирконов верхнепротерозойского (1563–563.6 млн лет) кластера и совпадение наиболее поздних значений с возрастом габбровой ассоциации.

Геологические и хронологические данные позволяют полагать, что эти процессы были связаны с многоэтапными внедрениями дайковых роев в палеоконтинентальном секторе Урала. Отсутствие сопровождающих дайковые серии значимых излияний платобазальтов и продуктов их денудации указывают на возможность накопления глубинных продуктов траппового магматизма по механизму “сухого андерп-

лейтинга” в основании коры и отождествления их с габбровой ассоциацией Платиноносного пояса. В такой трактовке комплементарным оливин-анортитовым габбро должен быть предельный рестит (дунит), внедрение которого в андерплейтинговую зону способно привести к формированию концентрически зональных массивов с дунитовым ядром и реакционной пироксенитовой оболочкой. Повсеместно проявленные в габбровых ассоциациях свидетельства высокотемпературных пластичных (хрупко-пластичных) деформаций позволяют говорить о вероятном внедрении дунитовых тел в обстановке литосферного растяжения в утоненную кору, что обеспечивает сохранность форстерит-анортитового парагенезиса.

Свидетельства метаморфизма, связанного с литосферным растяжением [1, 7], обнаруживаются и в «габбро-гранулитовых» комплексах, часто пространственно сопряжены с крупными массивами офиолитов (Западно-Войкарский, Восточно-Хабаринский и др.). Они обладают признаками петро- и геохимического сходства с платиноносными массивами, близки им по возрасту (Хордьюс – 578 млн лет), но отличаются более высокобарическими (до 10–13 кбар) условиями образования. Характерной особенностью габбро-гранулитовых комплексов является постоянное присутствие в них небольшого количества мантийных гипербазитов (лерцолитов, верлитов, пироксенитов, дунитов), рассеянных в метабазитовом субстрате в виде мелких линз и пластообразных тел, согласных с пластической расслоенностью.

К субконтинентальной мафит-ультрамафитовой ассоциации относятся расслоенные интрузии (Кусинская – 1388 и Копанская – 1386 млн лет), приуроченные к Зюраткульскому разлому на Южном Урале и массивы Сарановского пояса (745 млн лет) на Северном Урале. Вопрос о соотношении этих массивов с другими типами мафит-ультрамафитовых комплексов пока остается открытым [8].

Важным свидетельством проявления в позднедокембрийской предыстории Урала мантийных плюмовых процессов стало открытие щелочно-ультраосновной интрузии платформенного типа [5], дезинтегрированной в зоне постколлизии регионального сдвига. Ранее считалось, что миаскит-карбонатитовая ассоциация щелочной провинции Ильменских – Вишневых гор была сформирована при трансформации докембрийских гнейсов под воздействием мантийных флюидов. Специальные исследования позволили показать, что главными типами пород этой провинции являются не гнейсы и афиболиты, а гранитоидные бластомилониты в той или иной степени преобразованные метасоматическими процессами в условиях повышенных флюидных давлений. Дезинтегрированные и растащенные на всем протяжении регионального сдвига фрагменты мафит-ультрамафитовой ассоциации обладают рядом специфических петрохимических особенностей (наличие нормативного нефелина, лейцита, оливина) и аномально высокими концентрациями редких и редкоземельных элементов, сопоставимыми, а иногда и превышающими их содержания в миаскитах и щелочных сиенитах. Эти данные дали основания полагать, что щелочные породы Ильмен являются производными глубинного мантийного магматизма. U-Pb (SHRIMP-II) возраст щелочно-ультраосновной ассоциации (662 и 543 млн лет) позволяет связывать ее формирование с позднерифейско-вендской активизацией рифтогенных процессов, а сохранность в метафоидалитах группидитового парагенезиса (Gros+Px+Dist±Zo) является прямым указанием на очень глубокие (> 27 кбар) условия генерации исходных расплавов [6].

Сверхвысокобарическая ассоциация, представленная форстеритом ($Mg^{\#} = 0.83-0.89$) – энстатитом ($Mg^{\#} = 0.89-0.91$) – магнетитом ($FeO = 4.3$ мас. %) – титаноклиногу-

митом ($\text{TiO}_2 = 4.5$ мас. %), обнаружена в метагипербазитах максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса на Южном Урале. Подобные парагенезисы отмечались в глубинных ксенолитах кимберлитовых трубок и массивах гранатовых перидотитов. Согласно экспериментальных данных область устойчивости отмеченного парагенезиса определяется РТ-параметрами $800\text{--}1240$ °С и $30\text{--}45$ кбар, значительно превышающими условия эклогитовой кристаллизации в максютовском комплексе ($594\text{--}637$ °С и $15\text{--}17$ кбар). U-Pb датировки по цирконам из оливин-энстатитовой породы показывают, как и для других субконтинентальных мантийных ультрамафитов Урала, очень длительную эволюцию процессов цирконообразования. Намечается два возрастных кластера: протерозойский (2449 ± 22 , 1666 ± 15 , 1492 ± 16 и 545 ± 5.8 млн лет) и палеозойский (365 ± 4.2 и $276\text{--}297\pm 4$ млн лет). Мы располагаем высокоточными Rb-Sr минеральными изохронами показывающими время эклогитовой кристаллизации (375.1 ± 1.8 млн лет), обусловленной активностью высокобарического флюида. U-Pb и Sm-Nd датировки их тех же образцов сохраняют позднедокембрийские значения, отражающие время формирования эклогитовых протолитов, которыми могли быть дайковые фации рифтовых магматитов. Новые данные определенно указывают на то, что в максютовском комплексе наряду с высокобарическими эклогитовыми ассоциациями, возникшими при коллизии типа континент – островная дуга, присутствуют и сверхвысокобарические ультрамафиты, минеральные ассоциации в которых отражают условия в субконтинентальной мантии.

Наименее деплетированные фрагменты субконтинентальной мантии представлены лерцолитовыми массивами Южного Урала. Они присутствуют в виде тектонических блоков (Нурали, Миндяк и др.) в Главной офиолитовой сутуре, слагают гигантский Кракинский аллохтон площадью более 900 м², надвинутый на палеозойские вулканогенно-осадочные толщи палеоконтинентального сектора, и в виде самостоятельного, ЮВ блока, входят в состав Кемпирсайского массива, являющегося одним из крупнейших офиолитовых массивов Южного Урала [3, 8]. Преобладающими породами массивов лерцолитового типа являются шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты, имеющие постепенные переходы к истощенным базальтоидными компонентами гарцбургитам и дунитам. В большинстве массивов присутствует небольшое количество высокобарического “метабазитового” материала, представленного гранатовыми пироксенитами, вебстеритами и эклогитами, что позволяет сопоставлять их с массивами “корневых зон”, впервые выделенными и детально исследованными в Западном Средиземноморье. Вопрос о соотношениях и природе высокобарических гранатовых ультрамафитов и мафитов, ассоциированных с лерцолитами, вызывает дискуссии [4].

Выполненные нами детальные исследования уникального стратифицированного разреза массива Узянский Крака, входящего в состав крупнейшего в мире Кракинского лерцолитового аллохтона, показали [3], что гранатовые пироксениты слагают ограниченный резкими контактами пологозалегающий горизонт (“слой”) мощностью до 50 м, прослеженный по простиранию на расстоянии более 2 км. Петрографические и петрогеохимические данные позволяют связывать его формирование с процессами селективного плавления лерцолитового субстрата в сдвиговой зоне, обусловленными декомпрессионным подъемом мантийного блока. Преобразования «метабазитовых» пород характеризуются регрессивной направленностью. Ранние парагенезисы ($\text{Gr}+\text{Cpx}\pm\text{Opx}\pm\text{Ol}$) кристаллизовались при давлении > 20 кбар и температуре $800\text{--}1200$ °С в равновесии с минеральной ассоциацией шпинелевых лерцолитов, отвечающей условиям арижито-

вой субфации. Быстрый подъем вызвал развитие в метабазитах келифитовый кайм и амфибол-плагноклазовых (цоизитовых) симплектитов при $P=18-13$ кбар и $T=800-870$ °С. На заключительном этапе преобразований ($P=13-11$ кбар, $T=750-860$ °С) на месте симплектитовых гранатовых пироксенитов возникли амфибол-плагноклазовые породы, иногда содержащие цоизит и шпинель.

Выделены и исследованы цирконы из всех породных ассоциаций [3]. Реликтовые возрастные датировки, характеризующие эндогенные преобразования исходного лерцолитового субстрата, установлены в лерцолитах (2037 ± 20 и 1132 ± 6 млн лет), гранатовых пироксенитах (953 ± 11 млн лет) и дунитах (632 ± 11 млн лет). Во всех породных ассоциациях установлены сходящиеся значения возраста в интервале 590–550 млн лет. Это дает основание утверждать, что этот этап характеризует время декомпрессионного подъема и расчленения лерцолитового блока на комплементарные серии. В изотопных системах цирконов всех породных ассоциаций отчетливо фиксируется эндогенная активность в интервале 445–390 млн лет. Этот этап, отчетливо проявленный в докембрийских образованиях Урала, связывается нами с глобальным переуравновешиванием всех изотопных систем.

Проведенные исследования позволяют заключить, что в современной структуре Уральского коллизионного орогена присутствуют фрагменты как океанической (офиолиты), так и подконтинентальной мантии, представленной ранообразными типами мафит-ультрамафитовых ассоциаций.

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН (№ 09-И-5-2001), выполняемого совместно с СО и ДВО РАН, и Программы ОНЗ РАН № 4 (проект 09-Т-5-1013).

Литература

1. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.
2. Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. Цирконология дунитов Нижне-Тагильского массива (Средний Урал) // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 6. С. 1–5.
3. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. Т. 49, № 5. С. 506–522.
4. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А., Готтман И.А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблемы образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101–133.
5. Русин А.И., Краснобаев А.А., Русин И.А., Вализер П.М., Медведева Е.В. Щелочно-ультраосновная ассоциация Ильменских – Вишневых гор // Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород. Миасс: УрО РАН, 2006. С. 222–227.
6. Русин А.И., Медведева Е.В., Вализер П.М., Банева Н.Н. Апогроспидитовая природа анортитовых амфиболитов Ильменогорской сдвиговой зоны (Юж. Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. II. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 187–189.
7. Русин А.И., Русин И.А. Высокобарические ассоциации глубинных зон континентальных рифтов // Метаморфизм и геодинамика. II Чтения памяти С.Н.Иванова. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 108–112.
8. Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А. Мафит-ультрамафитовые комплексы Урала: геодинамические аспекты // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 256–260; С. 260–264.
9. Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А. Новый взгляд на природу Платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 2. Екатеринбург, 2009. С. 154–157.
10. Ivanov S.N., Rusin A.I. Model for the evolution of the linear fold in the continents: example of the Urals // Tectonophysics. 1986. N 127. P. 383–397.

В.А. Симонов¹, В.С. Приходько², С.В. Ковязин¹

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ
МАССИВОВ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

²*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Важнейшей особенностью концентрически-зональных платиноносных массивов юго-восточного фланга Сибирской платформы (Кондерский, Инаглинский и др.) являются дунитовые “ядра”, с которыми связаны промышленные месторождения россыпной платины. Обзор имеющихся публикаций показывает, что по вопросу генезиса массивов не существует единого мнения. Одни исследователи доказывают магматогенное происхождение дунит-пироксенитовых ядер Кондерского и Инаглинского массивов [2, 4, 6 и др.], другие считают, что гипербазиты являются реститами, попавшими в верхние горизонты путем твердопластичного течения [1, 3, 11, 12 и др.]. Таким образом, выяснение роли магматических систем в процессах формирования ультраосновных пород остается одной из важнейших задач при исследовании таких массивов.

Наши исследования показали, что, наиболее перспективным путем получения прямой информации о генезисе ультраосновных пород является анализ хромшпинелидов и находящихся в них расплавных включений. Исследовались монофракции аксессуарных хромшпинелидов, выделенные из дунитов Кондерского и Инаглинского плутонов. Учитывая то, что изученные хромиты практически не прозрачны и невозможно вести непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева, применялась особая методика экспериментов с использованием специальной микрокамеры на основе силитового нагревателя. Отобранная проба (около 50 зерен хромшпинелидов фракции 0.2–0.5 мм) помещалась в графитовый микроконтейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. Микроконтейнеры плотно закрывались графитовыми крышками. Таким образом, хромшпинелиды, находящиеся в этих контейнерах, были при температурах свыше 1000 °С в восстановительных условиях в результате реакции воздушного кислорода с графитом. Эксперименты при высоких температурах проводились на основе имеющихся методик исследования расплавных включений, с учетом малой вязкости расплавов и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1000–1100 °С (8–10 мин), постепенный нагрев до 1270–1300 °С (до 10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включениях в гомогенное стекло проводилась закалка в воду. Выбор температурного режима (1270–1300 °С) определялся прежде всего тем, что основной задачей высокотемпературных экспериментов было расплавить содержимое включений и получить при закалке стекло, которое затем анализировалось на микрозонде, ионном зонде и сканирующем микроскопе. Все экспериментальные исследования расплавных включений проводились в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Составы включений и хромшпинелидов анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН). Содержания редких, редкоземельных элементов и воды во включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике,

опубликованной ранее [10]. Содержимое включений изучалось на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP (ИГМ СО РАН).

Первичные расплавные включения (10–40 мкм) располагаются равномерно в зернах хромита. Обычно присутствуют 1–2 включения. Формы наиболее крупных включений близки к шестигранникам и совпадают с огранкой вмещающих их кристалликов хромшпинелидов. Включения до высокотемпературных экспериментов содержат довольно выдержанный набор фаз: светлые силикатные кристаллики и несколько более темные фаз, среди которых иногда можно различить деформированный газовый пузырек. Судя по облику вскрытых прогретых включений, их первичное многофазное содержимое было расплавлено и в закаленных включениях наблюдается преимущественно стекло и округлый газовый пузырек. Сферическая форма пузырька свидетельствует о его формировании в равновесной системе газ – жидкость (расплав). В большинстве случаев прогрева до 1270–1300 °С оказывалось недостаточным для полного расплавления содержимого включений и в результате после закалки в стекле наблюдалось множество микрокристаллитов с размерами в первые микроны. Особый интерес представляет наличие структуры спинифекс, выполненной удлинёнными кристалликами, что прямо свидетельствует о кристаллизации образовавшегося во время эксперимента расплава в процессе его охлаждения.

Основной объём включения занимает стекло, которое и было проанализировано на ионном зонде, в центре располагается вскрытый газовый пузырек, ближе к стенкам присутствуют кристаллиты. Часть кристалликов, судя по их форме, представлена недоплавленными фазами, а большинство, обладая отчетливой огранкой, явно росло из расплава в ходе эксперимента. Количественный анализ на сканирующем микроскопе свидетельствует о том, что кристаллиты представлены оливином, а в стекле содержание MgO составляет около 10.3 мас. %. В другом случае все содержимое включения заполнено высокомагнезиальными (MgO–41.85 мас. %) микрокристаллическими фазами и стеклом (MgO – 16.48 мас. %). Сканирование по площади включения дает значения MgO – 21.12 мас. %. Структуры спинифекс выполнены удлинёнными высокомагнезиальными и высококальциевыми фазами. По химическому составу эти фазы близки к флогопиту.

В целом, данные микрозонда хорошо согласуются по большинству компонентов с результатами сканирования по площади на электронном микроскопе. Таким образом, во время проведения наших анализов с помощью ионного зонда и микрозонда в большинстве случаев выжигался и соответственно анализировался валовый состав (стекло + микрофазы) содержимого включений, отражающий в целом основные химические свойства расплава с повышенной магнезиальностью, захваченного растущим при высоких температурах хромшпинелидом.

Анализ на микрозонде показал, что содержимое прогретых расплавных включений в хромшпинелидах соответствует щелочным сериям, поскольку устанавливаются высокие суммы щелочей (для включений из минералов Кондерского массива – до 7.6 мас. %, а для Инаглинского – до 7.8 мас. %) и концентрации калия (Кондер – 2.3–4.6 мас. %, Инагли – (2.4–7.4 мас. %) при относительно низких значениях SiO₂. По соотношению MgO–SiO₂ включения из хромитов Кондерского массива разделяются на две группы. Включения с высокими значениями магния (20.9–29.8 мас. %) и минимальными содержаниями SiO₂ (39.2–42.3 мас. %) идеально со-

впадают с данными по пикритам. Менее магнезиальные (8.8–12.3 мас. %) содержат до 48.5 мас. % SiO_2 и наиболее близки к пикробазальтам и оливиновым базальтам. В случае Инаглинского массива низкомагнезиальная группа отсутствует, а включения с высокими значениями магния (до 31.2 мас. %) и низкими содержаниями SiO_2 (до 41.6 мас. %) совпадают с данными по пикритам и хорошо согласуются с информацией по магнезиальным расплавленным включениям в хромшпинелидах из дунитов Кондера. В целом, необходимо подчеркнуть, что высокомагнезиальные включения по большинству основных петрохимических компонентов близки к данным по биотит-пироксеновым щелочным пикритам.

По соотношению $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ часть включений в хромшпинелидах Кондерского массива тесно ассоциирует с ультраосновными кумулятами, а другая - с кумулятами основного состава. Подобные особенности также характерны для расплавленных включений в хромитах из перидотитов зоны разлома $15^\circ 20'$ в Центральной Атлантике [7] и для включений в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Южной Тувы [9]. Включения в хромшпинелидах из дунитов Инагли по этим химическим характеристикам тесно ассоциирует с ультраосновными кумулятами и с высокомагнезиальной группой расплавленных включений Кондера. По невысоким значениям FeO/MgO (до 1) изученные включения из минералов обоих массивов соответствуют гипербазитам расслоенной серии офиолитов.

Анализ включений с помощью ионного зонда показал относительно повышенные содержания H_2O в расплавленных включениях из хромшпинелидов дунитов Кондерского (0.45–0.53 мас. %) и Инаглинского (до 0.63 мас. %) массивов. В случае включений из хромитов Кондера анализировалось преимущественно гомогенное стекло и соответственно концентрации воды во всем объеме включений должны быть иными. С учетом наличия фаз, которые могут составлять до 10 % объема включения, реальные содержания H_2O будут около 0.41–0.48 мас. %. Для включения в хромшпинелиде Инаглинского массива, содержащего 0.63 мас. % H_2O , проанализирован валовый состав (смесь стекла и кристаллических фаз). В связи с этим, эти данные вполне могут быть близки к реальным значениям воды в расплаве, захваченном хромшпинелидом в виде включения.

В целом, полученные данные по включениям из хромшпинелидов Кондерского и Инаглинского массивов близки к значениям воды в магмах, формировавших дуниты расслоенной серии офиолитов Южной Тувы (0.58–0.65 мас. %) [9] и перидотиты зоны разлома $15^\circ 20'$ в Центральной Атлантике (0.54 мас. %) [7], но существенно ниже количества H_2O (0.74–1.24 мас. %) в расплавах, из которых образовались базит-гипербазитовые комплексы района Сьерра-Леоне [8].

Спектры распределения редкоземельных элементов во включениях из хромшпинелидов дунитов Кондерского и Инаглинского массивов характеризуются явным отрицательным наклоном с резким обогащением легкими лантаноидами по отношению к тяжелым, что характерно для данных по плюмовым магматическим системам океанических островов, гайотов, а также континентальных “горячих точек” [5]. С континентальными плюмовыми комплексами в наибольшей степени согласуются включения Инаглинского массива, обладая максимальными содержаниями La, Ce, Nd. Для последних, в отличие от включений из хромшпинелидов Кондерского массива, характерны европиевые максимумы. Включения из хромшпинелидов Инагли обладают значениями таких индикаторных отношений, как Nb/U (23.4), Zr/Nb

(7.2), Th/U (3.0), практически совпадающими с данными по расплавному включению и закалочным стеклам из областей континентальных «горячих точек» [5].

В целом, проведенные исследования составов прогретых и закаленных расплавленных включений свидетельствует о том, что изученные хромиты кристаллизовались преимущественно из пикритовых магм. Высокомагнезиальные включения по большинству основных компонентов близки к данным по биотит-пироксеновым щелочным пикритам, что говорит об активном участии ультраосновных щелочных магматических систем в процессе формирования дунитов Кондерского и Инаглинского массивов. Расчетное моделирование на основе составов расплавленных включений свидетельствует о том, что формирование дунитов Кондерского и Инаглинского массивов происходило в основном при участии водосодержащих (0.5–0.6 мас. % H₂O) магм в диапазоне температур от 1460 до 1300 °С, а затем при эволюции к менее магнезиальным по составу расплавам кристаллизация оливинов продолжалась и до 1230 °С.

Работа выполнена при поддержке Проекта ОНЗ 2.

Литература

1. Бехтер О.В., Гончаренко А.И. Петроструктурные особенности и условия формирования ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский шит) // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО РАН СССР, 1991. С. 106–129.
2. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
3. Лазаренков В.Г., Ланда Э.А. Свидетельства протрузии Кондерского массива и проблемы мантийного диапиризма // Известия РАН. Сер. геол. 1992. № 6. С. 102–113.
4. Магматические горные породы. Т.5. М.: Наука, 1988. 509 с.
5. Наумов В.Б., Каменецкий В.С., Томас Р., Кононкова Н.Н., Рыженко Б.Н. Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиопсиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // Геохимия. 2008. № 6. С. 603–614.
6. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
7. Симонов В.А., Ковязин С.В. Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавному включению) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.
8. Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В. Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. 2009б. Т. 17, № 5. С. 521–538.
9. Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расчлененного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009в. Т. 2. С. 195–198.
10. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.
11. Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1997. 160 с.
12. Burg J.P., Bodinier J.L., Bedini R.M., Boudier F., Dautria J.M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.L. Translithospheric Mantle Diapirism: Geological Evidence and Numerical Modelling of the Kondyor Zoned Ultramafic Complex (Russian Far-East) // Journal of Petrology. 2009. V. 50, N. 2. P. 289–321.

В.С. Старосельцев**УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ***ФГУП “СНИИГГиМС” МПР РФ г. Новосибирск*

На Сибирской платформе, особенно в ее западной половине, широко развит пермо-триастовый трапповый (базитовый) комплекс, представленный эффузивными, интрузивными и эксплозивными фациями. На подавляющей части территории его распространения преобладают породы нормального базальтоидного ряда, с которыми непосредственно связаны уникальные месторождения исландского шпата, местами самородной меди и железа, а также проявления полудрагоценных опалов, халцедона и др. Наряду с этим преимущественно по краям области распространения базитового комплекса локализуются ультрабазит-базитовые или ультрабазит-щелочные магматические образования того же возраста.

Самым изученным из них является Норильско-Хараелахское рудное поле, где с 30-х годов прошлого столетия осуществляется крупномасштабная разведка и добыча платиноидов, никеля, меди и многих других полезных ископаемых. Именно здесь наряду с широко развитым комплексом базальтоидов нормального ояда позднепермско-раннетриасового возраста наблюдаются интрузивные и эффузивные ультрабазиты, а также щелочные титанавгитовые долериты и базальты. Важным фактором для формирования медно-никелево-платинового оруденения в Норильском районе является появление ультрабазитов, которые с одной стороны образуют пикритовые нижние дифференциаты рудоносных расслоенных интрузий, с другой – локально над последними – пачки покровов пикритовых базальтов. Вопрос о формировании слоя пикритовых долеритов в дифференцированных рудоносных хонолитах остается спорным. Наиболее распространены две точки зрения на их образование. Одна образуется в результате дифференциации мощных трапповых интрузий, другая – в результате завершающего внедрения ультрабазитовой магмы. Наличие близких по составу пикритовых базальтов, распространенных только непосредственно над рудоносными интрузиями или вблизи от них, скорее всего, свидетельствует в пользу второй точки зрения.

В Норильском промышленном районе выявлено несколько дифференцированных трапповых интрузий, содержание медно-никелево-платиновых руд в которых далеко неодинаково. Их пространственное распределение имеет немаловажное значение для дальнейших поисков промышленно значимых месторождений. Наиболее богатым оказалось открытое в 1960 г. Талнахское месторождение, толщина жил сплошных руд в подошвенной части которого достигает 48 м. Расположенное юго-юго-восточнее Талнахского месторождение Норильск-1 уступает по богатству руд Талнахскому, и рудные жилы, с ним связанные, по толщине лишь в единичных случаях достигали 5 м. Оба эти месторождения расположены соответственно у центриклинального юго-западного Хараелахской и северо-восточного замыкания Норильской мульды на пересечении их зоной Норильско-Хараелахского глубинного разлома. Другие существенно менее богатые медно-никелево-платиновые месторождения находятся восточнее последнего вблизи параллельных разломов на восточном борту Норильской мульды (Черногорское) и западном борту Тунгусской синеклизы (Иман-

гда рудная, Курейское). Еще более бедные рудой интрузии расположены западнее Норильско-Хараелахского разлома у подножья г. Зуб в северной части Норильской мульды и на западе Хараелахской мульды в бассейне р. Тулаек-Таас. Обе они приурочены к зоне Далдыканского разлома.

Интересно, что по мере движения вдоль этих разломов наблюдается заметное обогащение месторождений в север-северо-восточном направлении, а перпендикулярно к нему – ряд наиболее богатых рудных скоплений вдоль Норильско-Хараелахского разлома, являющегося осевым для всей системы рудоконтролирующих разломов. Характерно, что только над перечисленными месторождениями в эффузивном комплексе развиты мощные пачки пикритовых базальтов. Последние встречены нами также в естественных обнажениях в бассейне р. Кумга на северном продолжении Норильско-Хараелахского разлома. Описанные особенности пространственного распределения в различной степени рудоносных интрузий Норильского района позволяют более обоснованно оценивать перспективы открытия новых богатых медно-никелево-платиновых месторождений. В этом отношении наибольший интерес представляет север-северо-восточное продолжение Норильско-Хараелахского разлома, где к югу от Арылахской площади в нижнем течении рр. Тальми и Кумга нами по разработанной в СНИИГГиМСе оригинальной методике «ПАНЛИС» было намечено залегающее на глубине изометричное интрузивное тело (типа хонолита). Проведенные ранее на этой территории площадные электроразведочные работы (ВЭЗ) выявили на глубине около 2 км аномалию электропроводности, пространственно совпадающую с упомянутым интрузивным телом. Его расположение в зоне продолжения Норильско-Хараелахского разлома при наличии в нижнем течении р. Кумги пачки пикритовых базальтов позволяет предполагать, что есть основания связывать с ним богатое медно-никелево-платиновое оруденение.

Значительный объем ультраосновных совместно со щелочными пород распространен на северо-востоке Тунгусского поля нормальных базальтоидов. В литературе он получил название маймеча-котуйского магматического комплекса. Он объединяет многофазные проявления эффузивных и интрузивных процессов, сформировавших ассоциацию ультраосновных и щелочных пород. Их возраст условно определен, как и в целом Тунгусского поля нормальных базальтоидов, позднепермско-раннетриасовым. Самыми молодыми эффузивами в районе являются маймечиты (пикритовые порфириды) суммарной толщиной около 1000 м. От других эффузивов маймечиты изолированы выходами дунитов и перидотитов. В районе выделяется около 20 интрузивных массивов щелочно-ультраосновного состава: Гулинская (Сабыда-Гулинская), Одихинча, Маган, Кутда, Бор-Урях и др. Площадь самой крупной Гулинской интрузии превышает 500 км². В ней ультраосновные породы (дуниты, перидотиты) резко преобладают над щелочными. Формирование интрузий начинается с наиболее богатых оливином разностей. Интрузии сопровождаются линзовидными и жильными телами карбонатитов, вероятно, метосамотического или даже магматического происхождения. С этими интрузивными комплексами связаны нефелин, флогонит, апатит, титаномагнетит. Важно подчеркнуть, что с щелочно-ультраосновным комплексом территориально совмещены кимберлиты, которые по возрасту либо одновременны с ним, либо несколько моложе его. В целом на Сибирской платформе известны переходы от богатых алмазами и пиропами кимберлитов через неалмазоносные, но богатые пиропом кимберлиты к бедным пиропом без алмазов кимберлитам, а затем к пикритовым порфиридам.

Ультраосновные щелочного характера породы, сопровождаемые карбонатитами, закартированы в пределах Чадобецкого куполовидного поднятия в виде жил мощностью до 0.25, иногда до 0.9 м, сложенных в основном пикритовыми и флогонит-оливиновыми порфиритами. Помимо этих жил встречаются и кимберлитовые трубки округлой или вытянутой формы диаметром от 40 до 60 м. Весь этот комплекс ультраосновных и щелочных пород назван чадобецким. Его возраст ориентировочно считается раннетриасовым. Предполагалось, что встреченные на поверхности жилы ультраосновных щелочных пород свидетельствуют о близком расположении в разрезе Чадобецкого поднятия материнского для них интрузивного массива.

Проведенные через это поднятие в последние годы профили сейсморазведки МОГТ показали, что до глубины порядка 10 км в разрезе надежно прослеживаются отражающие горизонты, не оставляя места для значительного объема интрузивного массива. Только глубже можно предположительно наметить грушеобразный (ножкой вниз) участок сейсмического разреза в интервале глубин 10–20 км, с обеих сторон от которого по отражающим горизонтам намечается два самостоятельных поднятия под единым выше Чадобецким поднятием. Учитывая предполагаемый возраст ультраосновных щелочных пород, их массив (хонолит) мог внедриться в ослабленную зону рифейских пород между двумя смежными поднятиями. В результате внедрения этого массива перекрывающие рифейские породы образовали единое Чадобецкое поднятие, фиксируемое сейсморазведкой МОГТ до глубин порядка 10 км. Описанная геологическая ситуация показывает, насколько могут быть удалены жильные фации от базового интрузивного массива и как осторожно нужно подходить к прогнозу месторождений полезных ископаемых с ними связанных.

Историко-геологическая позиция ультрабазит-базитовых и ультрабазит-щелочных комплексов Сибирской платформы представляет значительный интерес для выявления новых ореалов их распространения, что может послужить основой для прогноза связанных с ними полезных ископаемых. В ряде работ А.И.Альмухамедова с соавторами [1, 2 и др.] приводятся соображения в пользу их рифтогенного происхождения. Действительно, ряд исследователей еще в 70–80-е годы прошлого столетия [3, 4] обосновали раннемезозойский рифтогенез по северному краю Сибирской платформы. Однако проведенный затем нами совместно с Т.А.Дивиной [5] комплексный структурно-формационный анализ доюрских отложений этой территории показал, что нет оснований для выделения в ее пределах не только позднепермско-раннетриасового (синхронного ультрабазит-базитовому комплексу), но и палеозойского рифта.

Противоречат проявлению относительно молодого рифтогенеза на рассматриваемой территории и результаты региональных сейсморазведочных профилей МОГТ последнего десятилетия с продолжительностью записи до 20 и более секунд. На этих профилях, пересекающих северо-западный край Сибирской платформы в западном и северо-западном направлениях, отчетливо прослеживается поверхность Мохоравичича. Нигде в сторону предполагаемых указанными исследователями рифтов эта поверхность не испытывает необходимого для таких структур подъема. Напротив, она в их сторону повсеместно опускается.

Вместе с тем, намечается другая особенность историко-геологического размещения очагов ультрабазит-базитового и ультрабазит-щелочного магматизма. Все описанные выше участки его проявления приурочены к бортовым зонам рифейских Приенисейского перикратонного и Ангаро-Котуйского внутриплатформенного риф-

тогенного [7] прогибов. Именно в таких зонах наблюдается градиентное погружение поверхности Мохоровичича, что могло способствовать более глубокому зарождению магматического расплава, поступавшего к поверхности в позднепермско-раннетриасовое время.

Учитывая отмеченное выше расположение ультраосновных и ультраосновных щелочных интрузий и связанных с ними полезных ископаемых на градиентных бортовых зонах глубоких рифейских прогибов, можно с учетом последних результатов сейсморазведки МОГТ с записью до 20 и более секунд предварительно наметить зоны возможного формирования таких интрузий. Наиболее вероятны последние в зонах сочленения восточного склона Байкитской и северо-западного Непско-Ботубинской антеклиз с Ангаро-Котуйским рифтогенным прогибом, которые были пересечены опорным сейсмическим профилем “Батолит”. Именно эти зоны отчетливо проявляются в дисперсиях наклонов отражателей при интерпретации данных МОГТ средствами системы РеапакРК+ [6], что свидетельствует о существовании в их пределах зон глубинных разломов, затрагивающих поверхность Мохоровичича. А такие разломы являются одним из важных факторов, обуславливающих появление ультрабазитовых магм.

Литература

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермтриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 339–353.
2. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Пространственно-временные взаимоотношения рифтогенных и покровных базальтов Сибирской платформы // Геодинамика и эволюция Земли: Материалы к научной конф. РФФИ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996б. С. 105–108.
3. Верба М.Л. Западно-Сибирская плита и Енисей-Хатангский прогиб – раннемезозойские зоны растяжения земной коры / Мезозойский тектогенез. Магадан: Изд-во СО АН СССР, 1970. С. 56–62.
4. Данилкин С.М. История формирования и нефтегазоносность Енисей-Ленской системы прогибов // Советская геология. 1985. № 6. С. 6–14.
5. Дивина Т.А., Старосельцев В.С. Прогноз структурно-формационных особенностей доюрских отложений Енисей-Хатангской нефтегазоносной области // Актуальные вопросы тектоники нефтегазоперспективных территорий Сибирской платформы. Новосибирск, 1989. С. 6–23.
6. Рудницкая Д.И., Вальчак В.И., Старосельцев В.С. и др. Изучение глубинного строения земной коры нефтегазоносных территорий Восточной Сибири по сейсмическим данным // Геофизика. 2008. № 3. С. 13–17.
7. Старосельцев В.С. Актуальные проблемы тектоники нефтегазоперспективных регионов. Новосибирск: Наука, 2008. 212 с.

В.А. Степанов

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Научно-исследовательский геотехнологический центр, г. Петропавловск-Камчатский

Под Тихоокеанским рудным поясом понимается планетарная рудоносная площадь, сложенная складчато-глыбовыми структурами мезо-кайнозойского возраста, окаймляющими мегавпадину Тихого океана [1–4]. Тихоокеанский пояс богат месторождениями золота, серебра, полиметаллов, вольфрама, молибдена и других полезных ископаемых. В их число входит ряд малоизвестных и своеобразных сульфидных медно-никелевых месторождений, приуроченных к северному сегменту рудного пояса. Это месторождения Шануч (Камчатка), а также Веллгрин, Брэди Глейсер, Богемиа Базин, Мирроу Харбор, Фунтер Бей и др. (Аляска).

Месторождение Шануч располагается в пределах Камчатского срединного массива и приурочено к серии малых интрузий, силлов и даек биотит-амфиболовых меладiorитов, габбро, пироксенитов, горблендитов и кортландитов палеоценового возраста [5]. Наблюдается жиллообразная, штокообразная и линзовидная форма рудных тел, сложенных сульфидными медно-никелевыми рудами. Центральная часть рудных тел, как правило, сложена массивными сульфидными рудами или состоит из серии сближенных зон с прожилковым, оруденением которые сменяются к периферии прожилковыми и вкрапленными. Руды содержат высокие содержания никеля (первые проценты), меди и кобальта (десятые доли процента). Содержания золота, палладия и платины достигают десятых долей грамма на тонну.

Месторождение Веллгрин расположено на юго-западе Юкона (Аляска). Оно открыто в 1952 г. В 70-х годах месторождение эксплуатировалось. Добыто 33853 т руды с содержанием никеля 7.4 % и меди 6.6 % [10]. Месторождение приурочено к крупному ультрабазитовому интрузиву триасового возраста. Интрузия прорывает пермские осадочные и вулканические породы. На месторождении известны богатые платиноидами медно-никелевые зоны. Руды массивные и состоят из пирротина, пентландита и халькопирита с линзами магнетита. Отмечается ряд минералов элементов платиновой группы: самородные платина и иридий, изоферроплатина, лаурит, меренскит, майченерит, холлингвортит, соболевскит, сперрилит, ульманит и др. Ресурсы месторождения оцениваются в 42.37 млн т руды, содержащей 0.36 % никеля, 0.35 % меди, а также 0.51 г/т платины и 0.34 г/т палладия [10]. То есть 152.5 тыс. т никеля, 148 тыс. т меди, 21.6 т платины и 14.4 т палладия.

Месторождение Брэди Глейсер расположено в Якутатском рудном районе в пределах Национального парка Брэди Глейсер (Аляска). Оно было открыто в 1958 г. Вмещающими породами служат обнажающиеся в нунатаках перидотиты и габбро третичного возраста. Массив внедрен в амфиболовые и биотитовые метаморфические сланцы. Месторождение состоит из стратифицированных протяженных зон со штокверковым и вкрапленным сульфидным оруденением. Зоны с массивными сульфидными рудами мощностью до 3 м расположены локально, особенно около контакта габброидов и ультрабазитовых кумулатов. Основное рудное тело имеет трубообразную форму. Оно прослежено на глубину около 550 м при диаметре около 240 м. Преобладающими сульфидами являются пирротин, пентландит и халькопи-

рит. Алтаит, кубанит и никелин встречаются в меньших количествах. Из редких минералов отмечаются грейгит, кобальтин, иридарсенид, роарсит, осарсит, ирарсит, никель-висмут-палладиевый теллурид, палладий-висмутовый теллурид и палладиевый теллурид. Руды содержат низкие концентрации PGE [12]. Возраст месторождения, определенный Ag-Ag методом составляет 30 млн лет. Запасы руды на 1983 г. составляют 90 млн т с содержанием 0.5 % никеля и 0.3 % меди. То есть 450 тыс. т никеля и 270 тыс. т меди.

Месторождение Богемиа Базин расположено на острове Якоби (Аляска). Оно было открыто в 1920 г. Район месторождения сложен интрузиями габброноритов третичного возраста. Они прорывают меловые метавулканические и метаосадочные породы, а также гнейсы палеозоя. Месторождение состоит из рудных тел с вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, содержащими пирротин, пентландит и халькопирит. Рудное тело Базин залегает в мафических и ультрамафических породах и имеет эллипсоидальную в плане воронкообразную форму. Рудные тела Таканис и Флопджек крутонаклонные и неправильной пластинчатой формы. Согласно Кеннеди и Валтону [18], месторождение содержит 20.8 млн т руды с содержанием 0.33 % никеля и 0.21 % меди. То есть 68.6 тыс. т никеля и 43.7 тыс. т меди.

Месторождение сульфидных медно-никелевых руд Миррор Харбор расположено на острове Чичагов (Аляска). Оно открыто в 1911 г. Месторождение приурочено к интрузиву габбро-норитового состава. В нем располагаются три рудных тела. Среди сульфидов преобладают пирротин, пентландит и халькопирит. В трубкоподобном рудном теле запасы руды составляют 7.3 тыс. т с содержанием никеля 1.6 % и меди 0.99 %. В другом рудном теле запасы руды составляют несколько тонн с меньшими содержаниями никеля и меди. Третье рудное тело содержит 900 тыс. т бедной руды с содержанием никеля 0.172 % и меди 0.049 % [14].

Месторождение Фунтер Бей открыто в 1886 г, эксплуатировалось в период с 1895 по 1939 г. Оно расположено на северной оконечности острова Адмиралти (Аляска). Рудовмещающим является силл оливиновых габбро, мощностью около 40 м. Вмещающими породами служат мрамора, филлиты и зеленосланцевые породы палеозойского возраста. Рудных минералов менее 2 %. Примерное соотношение их следующее: пирротин – 66.2 %, магнетит – 17.1 %, халькопирит – 11.4 %, пентландит – 5.3 %. В руде содержится 0.34 % никеля и 0.35 % меди [7]. Запасы руды составляют 560 тыс. т. Месторождение мелкое, содержит около 2 тыс. т никеля и 2 тыс. т меди.

Месторождение Сниппейкер Крик расположено в западной части Аляски. Оно приурочено к штоку оливиновых габбро, который интродуцирует осадочные и вулканические комплексы юрского возраста. Возраст габбро колеблется от 185 до 110 млн лет. Рудная минерализация, представленная вкрапленностью, прожилковыми зонами и сплошными сульфидными линзами пирротина, пентландита и халькопирита, располагается вдоль границ интрузии в виде трубковидных тел. Месторождение мелкое. Запасы его оцениваются в 2.8 млн т руды с содержанием 0.7 % никеля и 0.6 % меди [17]. Итого 19.6 тыс. т никеля и 16.8 тыс. т меди.

Месторождение Прайд оф Эмори, называемое также Джиант Никель, Джиант Маскот, Пацифик Никель и Вестерн Никель расположено в юго-западной части Британской Колумбии (Аляска). Оно было открыто в 1923 г. В 1958–74 гг. на месторождении добыто 4.7 млн т руды, содержащей 26.8 тыс. т никеля, 12.7 тыс. т меди и 140 т кобальта [9]. Среднее содержание никеля в руде составляет 0.77 %, меди – 0.34 %. Ультрабазиты, несущие медно-никелевую сульфидную минерализацию, имеют К-

Ag возраст от 95 до 120 млн лет. Медно-никелевая минерализация встречается в виде рассеянных, прожилковых и массивных выделений сульфидов, среди которых преобладает пирротин с подчиненными количествами пентландита, халькопирита, магнетита, пирита и сфалерита. Трубноподобные рудные тела имеют протяженность по вертикали от 30 до 360 м при сечении от 75 на 40 м до 6 на 8 м.

Месторождение Снайп Бей расположено на западном побережье острова Баранов, Аляска. Оно было открыто в 1922 г. Район месторождения сложен биотитовыми кварцитами и биотит-кварцевыми сланцами раннемелового возраста. Они прорваны интрузивными породами мелового или третичного возраста. Рудоносными являются габбро-нориты. Сульфидные минералы образуют рассеянную вкрапленность, шпильки, тонкие прожилки, иногда массивные выделения. Они представлены пирротином, в меньшей степени пентландитом и халькопиритом [16]. Массивные сульфиды слагают тело, длиной 3.6 м и шириной 1.2 м. Оно прослежено на глубину 1.8 м и вмещает около 30 т богатой руды с содержанием 3.67 % никеля и 2.87 % меди. Прогнозные ресурсы месторождения оцениваются в 390 млн т руды с содержанием 0.3 % никеля и 0.3 % меди, то есть по 1.17 млн т никеля и меди.

Месторождение Спирит Монтейн расположено на Аляске. Оно открыто в 1907 г. Медно-никелевое оруденение приурочено к силлам и дайкам перидотитов. Возраст их предположительно раннеюрский. Рудоносный силл прослежен на 60 м по простиранию и на 45 м по падению при мощности до 6.6 м. Рассеянная сульфидная минерализация в виде неправильной формы включений распространена по всему силлу, а массивная – вблизи его подошвы. Рудные минералы представлены пирротином, бравоитом, халькопиритом и пентландитом. Содержание никеля в руде колеблется от 0.22 до 1.44 %, а меди от 0.12 до 1.40 %. Массивные руды содержат до 7.6 % никеля. Средние содержания платины в руде колеблются от 151.67 до 191.25 мг/т, палладия от 142.50 до 233.75 мг/т. На месторождении находится по крайней мере 11 тыс. т руды с содержанием 6.2 % никеля и 3.4 % меди [11].

В пределах северного сегмента Тихоокеанского рудного пояса располагается ряд однотипных сульфидных медно-никелевых месторождений. Они приурочены к нерасслоенным малым интрузиям, дайкам и силлам базит-ультрабазитового состава, в отличие от большинства медно-никелевых сульфидных месторождений, располагающихся в крупных расслоенных ультрабазитовых плутонах. Рудовмещающие интрузии сложены оливиновыми габбро, пироксенитами, горнблендитами и амфиболовыми перидотитами (кортландитами), дуниты в составе этих интрузий редки. Рудные тела представляют собой трубообразные (pipelike), столбообразные, линзовидной или жилкообразной формы тела вкрапленных, прожилковых и массивных сульфидных руд. В составе руд, как и в медно-никелевых месторождениях других типов, преобладают пирротин, пентландит и халькопирит, а также группа минералов благородных металлов. Содержания никеля в массивных рудах нередко достигает 5–7 %, меди значительно меньше (Шануч, Веллгрин, Спирит Монтейн). Среди благородных металлов преобладают палладий и платина в количестве десятых долей грамма на тонну. Интрузии и синхронное с ними медно-никелевое оруденение имеют мезо-кайнозойский возраст. Наиболее древние из них позднетриасовые (Веллгрин) и раннемеловые (Прайд оф Эмори), самые ранние – третичные, палеоцен-олигоценные (Шануч, Брэди Глейсер, Богемия Базин, Мирроу Харбор). Месторождения от мелких с запасами от первых тысяч до десятков тысяч тонн (Богемия Базин, Мирроу

Харбор, Мерти Лоуд, Сниппейкер Крик, Прайд оф Эмори) до средних, запасы которых составляют сотни тысяч тонн (Веллгрин, Брэди Глейсер). Рассмотренные в статье особенности месторождений этой группы помогут выявлению подобных месторождений в малоизученных на никель районах Камчатки, Хабаровского края и Приморья, а также в сходных с ними регионах.

Литература

1. Васильев Б.И. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 560 с.
2. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 177 с.
3. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 1999. 166 с.
4. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. С. 13–27.
5. Степанов В.А., Трухин Ю.П. О возрасте Шанучского медно-никелевого месторождения // Докл. РАН. 2007. Т. 417, № 1. С. 84–86.
6. Aho A.E. Geology and Genesis of ultrabasic nickel-cobalt-pirrotite Deposits at the Pacific Nickel Property, southwestern British Columbia // Econ. Geol. 1956. N 51. P. 444–481.
7. Barker F. The Funter Bay nickel-copper deposit, Admiralty Island, Alaska: US Geological Surv. Bul. 1963. 1115. P. 1–10.
8. Clark W.E. Giant Maskot Mines Ltd., geology and ore control // Western Miner. 1969. V. 42. P. 40–46.
9. Christopher P.A. Giant Maskot Mine, British Columbia // Fieldwork, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources. 1974. P. 17–21.
10. Deklerk R., Burk M. Mineral Property Update 2008 // Yukon Geological Survey. 94 p.
11. Herried G. Geology of the Spirit Mountain Nickel-copper Prospect and surrounded Area. AK Div. Mines and Geol. Geol. Rep. 40. Aug. 1970. 19 pp.
12. Himmelberg G.R., Loney R.A. Petrology of the ultramafic and gabbroic rocks of the Brady Glacier nickel-copper deposit, Fairweather range, southeastern Alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper. 1195. 26 p.
13. Kennedy G.C., Walton M.S. Nickel Investigations in Southeastern Alaska. U.S. Geol. Survey Bull. 947-C, 1946. P. 39–64.
14. Kimball A.L. Mineral Land Assessment of Yakobi Island and Adjacent Parts of Chichagoff Island, southeastern Alaska. BuMines MLA 97-82. 1982. 199 p.
15. Noel G.A. The productive mineral deposits of southeastern Alaska: Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 1966. V. 8. P. 215–229.
16. Reed J.C., Gates G.O. Nickel-copper deposit at Snipe Bay Baranov Island, Alaska. United States Department of Interior. Bulletin 936-M. Washington. 1942. 16 p.
17. Sharp W.M. Report on Geological Investigation of the Nickel-copper Prospect and Vicinity Near Snippaker Creek, Iskut River District, Liard Mining Division. B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Assessment Report 741. 1965. 24 p.
18. Walton M.S., Kennedy G.C. Magnetic exploration of the nickel-copper deposits of Bohemia Basin, southeastern Alaska // Econ. Geol. 1945. V. 40, N 7. P. 496–502.

А.А. Степашко¹, Ф.П. Леснов²

**ВАРИАЦИИ СОСТАВА И ПРИРОДА ПЕРИДОТИТОВ
ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ**

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

В позднемезозойских офиолитах острова Сахалин к типичным альпинотипным перидотитам, фрагментам верхней мантии, относятся многочисленные мелкие тела и блоки серпентинизированных пород среди зон меланжа в Восточно-Сахалинских горах, Сусунайском, Набильском и других районах острова. К этому же типу принадлежит самый крупный массив острова – Южно-Шмидтовский, состав которого представлен преимущественно гарцбургитами. Дискуссионным остается генезис ультрамафитов в составе сложных плутонов ультрамафит-мафитового состава, наиболее крупными из которых на Сахалине являются Березовский и Шельтингский плутоны [2]. Ряд исследователей склоняется к супрасубдукционной гипотезе их образования, а наиболее радикальная модель этого плана предполагает, что весь спектр пород сложных плутонов (габброидов, пироксенитов, перидотитов) образовался при дифференциации единой бонинитовой магмы в пределах островодужной системы (Высоцкий и др., 1998). Проведенный нами анализ вариаций петрохимического состава ультрамафитов из этих сложных плутонов показал, что, как в Березовском, так и в Шельтингском массивах породы распадаются на самостоятельные пироксенитовую и перидотитовую группы. Дискретный характер распределений Cr, Ni, Co, Rb, Sr и Ba на диаграммах подтверждает отсутствие общих вариационных трендов и генетическую самостоятельность перидотитов, пироксенитов, а также ассоциирующих с ними габброидов, которые содержат ксенолиты преобразованных ультрамафитов, то есть слагают заведомо более поздние интрузивы. На этом основании указанные массивы рассматриваются в качестве полигенных плутонов [1].

Перидотиты изученных полигенных массивов, судя по содержаниям всех компонентов, относятся к альпинотипным, то есть реститогенным образованиям, при этом они не отличаются ни от ультрамафитов Южно-Шмидтовского массива, ни от серпентинитов из блоков в зонах меланжа (табл.). Все перидотиты острова по средним содержаниям главных компонентов образуют компактный кластер, вариации состава которого определяет закономерный тренд уменьшения содержаний железа при росте содержаний магния. К типичным фрагментам мантии Палеоокеана в регионе относятся альпинотипные перидотиты из офиолитовых комплексов Северо-Восточной Азии (массивы Чиринайский, Красногорский, о. Карагинского, Камчатского мыса и т.д.). Эти мантийные блоки в составе океанических террейнов были перемещены из центральных областей океана и аккрецированы к окраине континента. Сравнительный анализ выявил принципиальное отличие состава перидотитов из массивов Северо-Восточной Азии от перидотитов о. Сахалин (см табл.). Различия заключаются, прежде всего, в том, что в последних намного ниже степень истощения, а при продолжении тренда сахалинских перидотитов в область высоких содержаний MgO, все составы «тихоокеанской мантии» оказываются смещенными в область более высоких содержаний Fe₂O₃. Аналоги мантии, к фрагментам которой относятся перидотиты о. Сахалин, обнаруживаются гораздо ближе, а именно в юж-

Таблица. Средние химические составы перидотитов из Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации, % мас

	Б	И	Н	Ш	С	ЮШ	Хан	С-ВА
SiO ₂	42.35	46.74	45.08	47.49	43.62	43.51	44.75	42.41
TiO ₂	0.04	0.03	0.31	0.03	0.06	0.04	0.15	0.05
Al ₂ O ₃	3.71	1.71	1.75	0.54	0.74	0.94	3.44	0.68
Fe ₂ O ₃ общ.	9.30	9.28	9.11	9.28	8.91	8.89	9.32	9.19
MnO	0.16	0.13	0.19	0.13	0.11	0.16	0.10	0.12
MgO	40.34	41.42	41.87	41.88	44.38	45.53	39.43	47.08
CaO	3.89	0.85	1.12	0.50	2.04	0.60	2.42	0.34
Na ₂ O	0.19	0.07	0.51	0.09	0.07	0.24	0.31	0.09
K ₂ O	0.00	0.02	0.12	0.06	0.06	0.07	0.08	0.04
N	3	4	4	3	4	68	23 (5)	142 (5)

Примечание. Перидотиты из массивов и комплексов о. Сахалин: Б – Березовский массив; И – ивашкинский комплекс (Государственная..., 2009); Н – Набильского района (Ханчук, Панченко, Кемкин, 1988); Ш – Шельтингский массив (Бехтольд, Семенов, 1978); С – тела Сусунайского района (Бехтольд, Семенов, 1990); ЮШ – Южно-Шмидтовский (Левенштерновский) массив, по данным Д.Ф. Семенова. Эталонные перидотиты верхней мантии: Хан – ксенолиты пяти вулканов из Ханкайского блока (Степашко, 1998); С-ВА – перидотиты пяти офиолитовых комплексов Северо-Восточной Азии; n – число анализов.

ной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Здесь широким распространением пользуются перидотитовые ксенолиты литосферной мантии, вынесенные к поверхности щелочнобазальтовыми расплавами неоген-четвертичного возраста. Перидотиты этих ксенолитов, очень близкие по составу к сахалинским перидотитам, сосредоточены в окрестностях Ханкайского древнего микроконтинента на юге Сихотэ-Алинского орогена [5]. На основной диаграмме в координатах Fe₂O₃-MgO их фигуративные точки располагаются на тренде сахалинских перидотитов. В целом сравнительный анализ показал, что перидотиты из Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации не являются непосредственными фрагментами верхней мантии Палеоокеаники, и что они образовались в пределах приокеанического края континентальной окраины.

Основным фактором тектонической эволюции на Восточной окраине Азии в последние 200 млн лет было воздействие тихоокеанских плит, динамика которого в решающей степени зависела от изменения скорости океанического спрединга [6, 9]. При ускорении спрединга усиливалось сжатие окраины континента, возрастала скорость перемещение океанических террейнов, усиливались процессы субдукции. При замедлении спрединга воздействие океана ослабевало, и возникали условия для рифтогенного преобразования континентальной окраины. Тихоокеанский спрединг характеризуется четкой цикличностью [7], при которой периоды ускорения чередуются с периодами замедления (рис. а). Для последних 200 млн лет установлено 5 циклов эволюции тихоокеанской литосферы, которые определяли ритмику растяжения и сжатия континентальной литосферы на Востоке Азии. С обнаруженной цикличностью связано появление 4 возрастных интервалов метаморфизма высокого давления на островах Сахалин и Хоккайдо (Рождественский, 2000), отражающих усиление субдукционных процессов. Современные данные геохронологического анализа свидетельствуют о двух стадиях формирования офиолитов о. Сахалин (Высоцкий и др., 1998; Разницын, 1982; [4]). По наиболее точным данным U-Pb метода по цирконам из

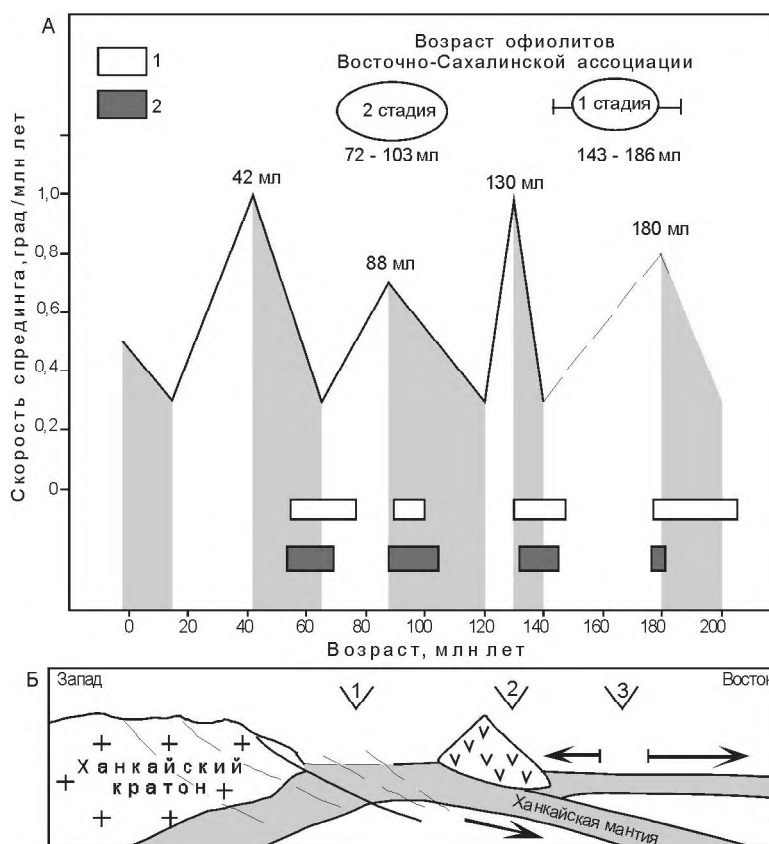


Рис. Принципиальная модель геодинамики формирования оphiолитов о. Сахалин.
 А. Соотношение абсолютного возраста двух стадий магматизма оphiолитовой ассоциации Сахалина и этапов деформаций на восточной окраине Азии. Кривая – вариации скорости тихоокеанского спрединга [7]; серым тоном выделены периоды сжатия окраины континента, вызванные ускорением спрединга; возраст метаморфизма высокого давления на (1) Сахалине и (2) Хоккайдо по (Рождественский, 2000).
 Б. Характер рифтогенной деструкции литосферы Ханкайского кратона в позднеюрское время; цифры – районы образования (1) юрских меймечитов Сихотэ-Алиня, (2) Монероно-Самаргинской островной протодуги, (3) оphiолитов Восточно-Сахалинской ассоциации.

пород Березовского массива их возраст отвечает интервалам: 170–155 млн лет и 105–70 млн лет [3]. На первой позднеюрской стадии происходило образование мафит-ультрамафитовых массивов о. Сахалин и оphiолитов этого острова в целом. Это время отмечено самым продолжительным замедлением спрединга (рис. а), когда давление океанских плит ослабевало и на окраине Азии господствовали условия растяжения. На востоке континента рифтогенезом был охвачен обширный регион, началось формирование огромных впадин – Сунляо, Амуро-Зейской и Среднеамурской, и десятков осадочных бассейнов на западе Китая, в Монголии и Забайкалье (Meng, 2003). По масштабам и интенсивности позднеюрская эпоха рифтогенеза вполне сопоставима с последним миоценовым этапом растяжения (~ 30–15 млн лет назад) (рис. а), когда происходило раскрытие огромных окраинных морей на востоке Азии (Otofujii, 1996).

С юрским замедлением тихоокеанского спрединга синхронно и генетически связано растяжение на Калифорнийской окраине Северо-Американского континента, где в это время формировались офиолиты Жозефин, гор Кламат [8]. Реконструкция их генезиса предполагает, что на рубеже 170–165 млн лет край Северо-Американской плиты был расколот на блоки, в результате этого образовался обширный окраинный рифтогенный бассейн, в пределах которого в интервале 165–160 млн лет сформировалась офиолитовая ассоциация Жозефин (Miller, Saleeby, 1995). Аналогичная модель была предложена для офиолитов Новой Каледонии [10], которые образовались в окраинноморском бассейне при поздне меловом этапе замедления спрединга (85–60 млн лет). Рифтогенные условия генезиса офиолитов, по всей видимости, были типичными для периодов замедления тихоокеанского спрединга. Тектоническая обстановка образования офиолитов Восточно-Сахалинской ассоциации может быть реконструирована на основе полученных результатов и с учетом расположения позднеюрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня (рис. б). Реконструкция предполагает, что при рифтогенном разрушении окраины континента кора восточной части Ханкайского протократона разрывалась на блоки, которые откальвались и “сползали” в сторону океана. При этом образовалась система рифтогенных морей, в приханакайской части которой, при зрелой континентальной литосфере, внедрялись позднеюрские меймечиты возрастом 150–160 млн лет (Щека и др., 2004, 2008). Офиолиты о. Сахалин сформировались при спрединге в восточной части окраинно-морского бассейна. Закрытие бассейна, по всей видимости, было длительным, многоэтапным и завершилось лишь к концу мела. Вторая стадия становления сахалинских офиолитов, протекавшая в интервале 105–70 млн лет назад, отвечает кульминации этого процесса при сжатии на границе раннего и позднего мела [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-00091а).

Литература

1. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 136 с.
2. Леснов Ф.П., Гора М.П., Бобров В.А. и др. Распределение редкоземельных элементов и вопросы генезиса Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 42–58.
3. Леснов Ф.П., Гальварсен В.Г., Цимбалист В.Г., Титов А.Т. Первые данные об U-Pb изотопном датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Докл. РАН. 2010. Т. 433, № 6. С. 792–795.
4. Слодкевич В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. Т. 10. С. 53–63.
5. Степашко А.А. Химическая структура ультраосновной мантии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 128 с.
6. Степашко А.А. Особенности меловой динамики Тихоокеанской плиты и этапы магматической активности на северо-востоке Азии // Геотектоника. 2006. № 3. С. 70–81.
7. Степашко А.А. Циклы Тихоокеанского спрединга // Океанология. 2008. Т. 48, № 3. С. 436–444.
8. Harper G.D., Saleeby J. B., Heizler M. Formation and emplacement of Josephine ophiolite and the Nevada orogeny in the Klamath mountains, California-Oregon: U/Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology // J. of Geophys. Res. 1994. V. 99, N. B 3, P. 4293–4321.
9. Stepashko A. A. Cretaceous seamounts: record of the extension history of the Pacific plate // New Oceanography Research Developments: Marine Chemistry, Ocean Floor Analyses and Marine Phytoplankton. Nova Science Publishers, Inc. Hauppauge, New York, 2010. P. 249–267.
10. Ulrich M., Picard C., et al. Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite // Lithos. 2010. V. 115. P. 223–236.

В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

**ПЛАТИНОНОСНОСТЬ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В АРЕАЛЕ
ВЛИЯНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО СУПЕРПЛЮМА**

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Элементы платиновой группы (ЭПГ) извлекаются в промышленных масштабах из ограниченного числа магматических месторождений, содержащих около 99 % разведанных и прогнозируемых запасов платиноидов [3]. Основные месторождения платиноидов – крупные расслоенные ультрамафит-мафитовые массивы докембрийских щитов. Считается, что такие массивы возникли вследствие самых мощных в истории Земли плюмовых процессов. Их интенсивностью предопределены многие особенности платинометальной минерации [11]. На Юго-Востоке России (ЮВР), занимающем пространство к югу от Сибирской платформы и к востоку от Байкальской рифтовой системы вплоть до западного побережья окраинных морей, наибольший интерес также представляют расслоенные ультрабазит-базитовые и щелочно-ультраосновные плутоны, сосредоточенные на Алдано-Становом щите и по его обрамлению. Выявленные здесь проявления ЭПГ принадлежат разным платинометальным формациям: сульфидной, малосульфидной, хромитовой, титаномagnetитовой (с ванадием, медью) и комплексной. Ранее при анализе проблем платиноносности Дальнего Востока РФ, констатировалось, что "... в регионе отсутствуют ресурсы (и запасы) руд платиновых металлов" [17, с. 28]. Последующие исследования практически не изменили ситуацию. Тем не менее петролого-геохимическими исследованиями, обосновывается перспективность многих ультрабазит-базитовых массивов в Баладекском металлогеническом (по С.М. Родионову), Главном гипербазитовом (по А.М. Алакшину) поясах, Становом структурном шве (по Л.П. Карсакову) и др. В последние годы публикуются новые данные о широком возрастном диапазоне ультрамафит-мафитовых массивов региона: от позднего протерозоя до позднего мезозоя [1]. Становление массивов соотносят с процессами рифтогенеза, коллизии, субдукции, скольжения литосферных плит и плюмового магматизма нескольких поколений. Подтверждается и влияние глубинных долгоживущих тектонических зон рифтогенного заложения на размещение месторождений собственно платиноидов. К перечню новых знаний следует добавить геологические и петролого-геохимические данные о существовании в позднем фанерозое Северо-Азиатского суперплюма [5, 9, 18] и его возможном опосредованном влиянии на формирование месторождений благородных металлов. Эти данные вызывают естественную необходимость дополнительного анализа закономерностей размещения проявлений ЭПГ и факторов, предопределивших их возникновение в ЮВР. Ареал распространения производных Северо-Азиатского суперплюма (САС), охватывает восточный фланг Центрально-Азиатского орогенного мегапояса и примыкающие к нему с севера и юга краевые части кратонов [9]. Обозначенная часть мегапояса ограничена с запада Байкальской, с востока – Средне-Амурской (Торомско-Хасанской, по [10]) рифтовыми системами. Проекция контуров суперплюма во многом конформна, а иногда и полностью совмещается с провинцией новейшего внутриплитного магматизма Восточной и Центральной Азии [5]. Обозначенные границы трассируются как глубинными разломами планетарного и

трансрегионального масштаба, так и выявленными в регионе палеорифтовыми сооружениями, весьма отчетливо выраженными в геофизических полях в виде градиентных зон поля силы тяжести [13].

При оценке перспективности проявлений ЭПГ следует иметь в виду, что "...коренные месторождения платиновых металлов всех типов, имеющих промышленную ценность, не являются россыпеобразующими...", а большинство россыпей МПГ "...связаны с массивами ультраосновных пород альпинотипной дунит-пироксенит-габбровой и щелочно-ультраосновной формаций, которые не имеют самостоятельного значения как коренные месторождения" [7, с. 139]. И в ЮВР добыча МПГ осуществляется исключительно из россыпей, ассоциирующих с офиолитовыми ассоциациями и зональными щелочно-ультрабазитовыми массивами, расположенными вблизи градиентных зон поля силы тяжести: Байкало-Элькон-Улканской, Монголо-Охотской и др. Такие россыпи выявлены в Забайкалье (Витимо-Баргузинский район), Приамурье (Деп-Гарьский, Дамбукинский районы), Южной Якутии (Алданский район), Приохотье (Кондерский, Чадский, Феклистовский узлы), Приморье (Фадеевский узел). Фактические материалы свидетельствуют, что коренные источники практически всех промышленно значимых платинометалльно-золотых и платинометалльных россыпей подверглись в позднем фанерозое воздействию магматических и постмагматических (гидротермально-метасоматических) производных внутриплитного (плюмового) магматизма, которым принадлежит рудообразующая роль в возникновении повышенных концентраций ЭПГ среди ранее возникших ультрамафит-мафитовых образований.

В Дамбукинском районе комплексные россыпепроявления МПГ и Au ассоциируют с расчлененными массивами: Маристым (2643 ± 31 млн лет) оливинит-вебстерит-габбровым, причисляемым к производным плюмового магматизма I поколения [1] и Ульдегит (228 ± 1 млн лет) – габброидным, принадлежащему, вероятно, к производным САС. Здесь же предполагается наличие и раннемеловых габбро-пироксенит-перидотитовых штокообразных тел джалтинского комплекса [6]. В Деп-Гарьском платинометалльно-золотом районе источниками МПГ служили магнезиальные офиолитовые дунит-гарцбургитовые образования протерозойского (?) возраста, подвергшиеся в позднем палеозое и мезозое воздействию магматических производных САС, превративших ультрамафиты и мафиты в серпентиниты, скарны, родингиты, листвениты, иные метасоматиты, сопровождающиеся зонами прожилкования и сульфидизации. В Фадеевском узле присутствие МПГ и появление их зональных зерен обусловлено позднепалеозой–мезозойскими преобразованиями небольшого протерозой-раннепалеозойского(?) кольцеобразного массива с дунитовым ядром и верлит-пироксенит-габбровой периферией [16]. Преобразования связаны с воздействием гранитоидных интрузий и гранитогенных гидротермально-метасоматических производных САС, что подтверждается присутствием в россыпях касситерита, вольфрамита, молибденита, минералов висмута и др.

Уникальные, крупные и средние по своим масштабам россыпи иридино-платинового типа во многом определяющие металлогенический облик северо-восточного сектора ареала влияния САС, выявлены вблизи тех зональных щелочно-ультраосновных массивов (Инагли, Кондер, Чад, Феклистов), которые подверглись интенсивным воздействиям гранитогенных и гидротермально-метасоматических про-

изводных плюмового магматизма. Наиболее значительные концентрации МПГ в россыпях выявлены и разведаны там, где такое воздействие было наиболее масштабным не только на периферические части кольцевых массивов, но и дунитовые ядра (при внедрении штоков косьвитов, даек нефелиновых сиенитов и т.п.). Особенно ярко это видно на примере Кондерского месторождения. Если же такого воздействия не было (например, массив Сыбах), нет и россыпи.

Наложенные позднемезозойские магматические и постмагматические (гидротермально-метасоматические) процессы, по мнению многих исследователей [4, 15 и др.] обусловили сегрегирование в ядрах и по периферии массивов ранее возникшей аксессуарной субмикроскопической (пылевидной) вкрапленности МПГ, формирование крупных шлировых обособлений, линз, линзовидно-прожилковых зон хромшпинелидов среди дунитов и дунит-пегматитов в эндо- и экзоконтактах гранитоидных тел. Синхронно с сегрегированием хромшпинелидов происходило их обогащение ЭПГ, что обеспечивало возникновение геохимических ореолов соответствующих элементов вплоть до появления значимых концентраций (на уровне первых г/т и более) в минерализованных зонах протяженностью в десятки и сотни метров.

Влияние гранитогенных производных САС сказалось и на концентрировании платиноидов в коренных проявлениях ЭПГ. Так в лантарской части Джугджурского анортозитового массива автономного типа на Авланджинском, Няндоминском и Одоринском участках среди линзовидных пирротиновых тел выявлена платинопалладиевая минерализация [8, 17]. Ореолы вторичных изменений (под воздействием мезозойских гранитоидов) существенно усложнили как минеральный состав, так и первичные магматические микротекстуры и структуры. Микровключения платиноидов (сперрилита, мончеита, когильскита, полуторных теллуридов Pt и Pd) в основном сосредоточены в халькопирите и пирротине из поздней низкотемпературной магнетит-пиритовой ассоциации, возникшей под воздействием наложенных гидротермально-метасоматических процессов на главную (собственно магматическую) пентландит-халькопирит-пирротиновую ассоциацию.

Признавая, что Pt-Pd минерализация эндо- и экзоконтактовых частей Чинейского расслоенного плутона возникла в результате рудно-магматической эволюции, при которой сульфидный расплав насыщался летучими и "...арсенидно-теллуридно-висмута-антимонидной составляющей, концентрирующей ЭПГ" [14, с. 78] нельзя исключать, что это происходило под влиянием позднепермских монцитонидных гранитоидов ингамакитского комплекса, контактирующих с массивом.

Таким образом, существование в позднем палеозое и мезозое САС и его производных послужило причиной интенсификации рудообразующих процессов в ареале влияния суперплюма. Учитывать это обстоятельство необходимо не только при районировании региона, но и металлогенических, геолого-поисковых исследованиях. Допуская, что в местах воздействия производных САС на расслоенные ультрабазит-базитовые массивы могли возникать благоприятные условия для концентрирования ЭПГ, следует особое внимание уделять эндо- и экзоконтактовым участкам соприкасающихся разнотипных массивов даже при отсутствии около них значимых россыпей платиноидов.

Литература

1. Бучко И.В. Этапы ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона: Автореф. дисс. д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 2010. 47 с.
2. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э. и др. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.
3. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.
4. Карсаков Л.П., Бердников Н.В. Условия образования и преобразования пород Кондерского щелочно-ультраосновного массива и особенности локализации связанного с ним оруденения // Тихоокеанская геология. 1989. № 5. С. 32–36.
5. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения «горячих точек» мантии современной Земли // Докл. РАН. 2009. Т. 427, № 5. С. 654–658.
6. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Мельников В.Д. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Дамбукинского рудного района Верхнего Приамурья (Дальний Восток, Россия) // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 5. С. 673–676.
7. Мочалов А.Г. Россыпи платиновых металлов // Россыпные месторождения России и других стран СНГ (минерагения, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы) / Отв. ред. Лаверов Н.П. и Патык-Кара Н.Г. М.: Научный мир, 1997. С. 127–164.
8. Октябрьский Р.А., Соляник А.Н., Ленников А.М. и др. Благороднометалльная и оксидная минерализация в массивных сульфидных рудах Джугджурского анортозитового массива // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 391–413.
9. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
10. Пересторонин А.Н., Развозжаева Е.П. Система кайнозойских депрессий Приамурья и Приморья: строение, тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 58–74.
11. Розен О.М. Стабилизация и начало распада архейских кратонов: формирование осадочных бассейнов, мафитовый магматизм, металлогеническая продуктивность // Геотектоника. 2011. № 1. С. 3–17.
12. Соляник А.Н., Октябрьский Р.А., Ленников А.М. и др. Благороднометалльная минерализация массивных пирротиновых линз в джугджурских анортозитах // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 79–84.
13. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Шатков Г.А., Вольский А.С. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
14. Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П. и др. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.
15. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Петрологические аспекты механизмов концентрирования платиноидов в магматическом процессе (на примере расслоенных интрузивов) // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1999. Т. IV. С. 152–169.
16. Щека С.С., Вржосек А.А., Сапин В.И. и др. Преобразования минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минералогический журнал. 1991. Т. 13, № 1. С. 31–40.
17. Эйриш Л.В., Степанов В.А. Платиноносность Дальнего Востока: районирование, закономерности, проблемы // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 3. С. 27–39.
18. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.

И.С. Чувашова^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,2}

**ДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ АСТЕНОСФЕРЫ СО СЛЭБОВЫМИ
ФРАГМЕНТАМИ: ВЫРАЖЕНИЕ В КАЙНОЗОЙСКОМ МАГМАТИЗМЕ АЗИИ**

¹Учреждение Российской академии наук Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования "Иркутский государственный университет", г. Иркутск

Проблема литосферных и астеносферных компонентов в кайнозойских базальтах Азии обсуждается уже более трех десятилетий главным образом по территории Северо-Восточного Китая. Сначала Ф. Фрай с аспирантами К. Жи и Я. Сонгом отнесли миоценовые щелочные базальты провинции Ханнуоба к глубинному изотопно-обедненному астеносферному источнику, а толеитовые – к менее обедненному литосферному. Выполненное М. Татсумото и др. сопоставление геохимических характеристик мантийных ксенолитов как пород мантийной части литосферы и вмещающих лав показало, однако, резкие различия между ними. В связи с этим все расплавы интерпретировались как производные астеносферной мантии. В более поздних работах подчеркивалась гетерогенность источников базальтовых расплавов и делались неоднократные попытки идентификации их компонентов, в том числе с привлечением экзотического нижнемантийного состава (FOZO). Наши исследования показали, что в базальтах Северо-Восточного Китая в качестве астеносферного присутствует изотопно-обогащенный материал с общим составом: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7052, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.5. В случае его смешения с материалом литосферы (например, в калиевых базальтоидах провинции Хелунцзян) астеносферный компонент составлял не более 9 %, но в случае смешения с материалом океанических слэбов его количество повышалась до 100 % (например, на поле Чангбайшан) [9].

Подлитосферная конвектирующая мантия была обозначена в качестве общего компонента базальтовых магм Байкальской рифтовой системы по вариациям изотопных отношений Sr, Nd и Pb. Предполагалось, что подлитосферный изотопно-гомогенный материал смешивался с компонентами, состав которых менялся в зависимости от возраста и происхождения террейнов, составляющих литосферу. По соотношениям изотопов Nd и Sr выделялись подлитосферные компоненты, а по пространственным вариациям изотопов Pb маркировались границы террейнов с разным составом литосферной мантии [4].

При анализе пространственно-временного распространения вулканических событий было высказано предположение о том, что кайнозойская нестабильность верхней мантии Азии отражала совместные эффекты сжатия на юге (эффект Индо-Азиатского взаимодействия) и растяжения на востоке (эффект взаимодействия плит Тихого океана с окраиной Азии). В последние годы эта гипотеза подтвердилась различными данными и, в то же время, выявились особенности, свойственные либо Центральной, либо Восточной Азии. Различия мантийного магмообразования связывались с конвекцией, ограниченной Саяно-Монгольским и Забайкальским низкоскоростными доменами. Первый домен активизировался во фронтальной области Индо-Азиатского взаимодействия с нижним термальным граничным слоем, обеспечившим конвекцию с глубины ~200 км. Эта глубина соответствовала разделу Леман Сибирского кратона. Второй домен развивался под влиянием структурных

перестроек в зоне Тихоокеанско-Азиатского взаимодействия с нижним термальным граничным слоем, соответствовавшим кровле переходной зоны мантии (410 км). Оба домена подстилаются высокоскоростными слэбами [5].

Свойства астеносферы проявляются и в изотропном и анизотропном состоянии мантии. Изотропия устанавливается по пространственному распределению общих компонентов магматических расплавов, образующихся в результате гомогенизации вещества конвектирующей мантии, а анизотропия – по текстурам мантийных ксенолитов из щелочных базальтоидов. Из сопоставления пространственно-временных вариаций состава кайнозойских магматических источников конвектирующей мантии Азии с разноглубинными локальными низкоскоростными аномалиями следует, что изотопно-обедненный материал сменялся изотопно-обогащенным от нижних граничных частей Саяно-Монгольского и Забайкальского низкоскоростных доменов к верхним, т.е. над слэбами, подстилающими оба низкоскоростных домена, находился изотопно-обедненный материал, а под подошвой континентальной литосферы – изотопно-обогащенный. Анизотропия проявляется при течении материала астеносферы. Ее слой может образоваться при смещении литосферы относительно мезосферы, поэтому слой с физическими характеристиками астеносферы выражается в этом случае максимальной анизотропией и может рассматриваться в качестве зоны горизонтального тектонического срыва. Из пространственного распределения мантийных деформированных ксенолитов шпинелевых перидотитов из щелочных базальтоидов хр. Удокан был сделан вывод о том, что зоны деформаций располагаются в малоглубинной мантии (~50–60 км) субвертикально [3]. В совокупности с сейсмическими данными это свидетельствует об анизотропии малоглубинной мантии под высокими горными хребтами и ее изотропии под впадинами [8].

Анализ соотношений разновозрастных лав с рельефом и их роли в строении осадочно-вулканогенных толщ впадин показал, что горообразование, седиментация и вулканизм в кайнозой Азии имели импульсный характер. Перестройки рельефа, сопровождавшиеся вовлечением в поднятие новых территорий, происходили в разных районах Азии на рубежах олигоцена–миоцена (23–20 млн лет назад), раннего–среднего миоцена (17–15 млн лет назад) и миоцена–плиоцена (11–3 млн лет назад). Горообразовательные процессы активизировались неравномерно не только во времени, но и в пространстве. Возрастание скорости роста горных сооружений на тех или иных территориях предполагает увеличение роли астеносферы. Иными словами, проявление свойств астеносферы (как реологического слоя и как компонента мантийного расплава) имело хронологические и пространственные рамки.

Саяно-Монгольскому низкоскоростному домену пространственно соответствуют позднемиоценовые, ранне-среднекайнозойские и позднекайнозойские вулканические извержения, распространившиеся от Южной Гоби до Хакассии в виде полосы общей протяженностью около 2 тыс. км при средней ширине порядка 500 км. Начальный магматизм этого домена проявился в позднем мелу на окончаниях Хакасско-Гобийской вулканической полосы: в Хакассии – в интервале 79–72 млн лет назад [15] и в Южной Гоби – 94–71 млн лет назад [7, 14, 10]. Магматизм смещался из Хакассии к югу, в Саяно-Хамардабанскую область, и из Южной Гоби к северу, в Хангайскую область. Магматические события в Саянах были ограничены позднекайнозойским временным интервалом 28–23 млн лет назад. При отсутствии собы-

тий раннего-среднего кайнозоя, позднекайнозойский магматизм оказался здесь пространственно разобщенным с начальными вулканическими проявлениями Хакасии. Между тем, позднемезозойские вулканические поля Южной Гоби пространственно перекрывались с ранне-среднекайнозойскими полями Средней Гоби, которые были промежуточным звеном при переходе к позднекайнозойским извержениям Хангая.

Извержения происходили в вулканических областях треугольной формы со сторонами от 200 до 700 км. Начальный вулканизм проявлялся в углах треугольника, а последующий мигрировал от одного из его углов. Последующий вулканизм позднемеловой (Южногобийской) области был сосредоточен внутри начального треугольника, а последующий ранне-среднекайнозойской и двух позднекайнозойских областей – выходил за пределы таких треугольников.

Выплавки литосферно-астеносферных и подлитосферных (слэбовых и надслэбовых) источников субдукционного и коллизионного типов были идентифицированы с использованием вариационных диаграмм K-Ta-La и изотопных отношений Sr, Nd и Pb [6]. Стагнирующие мантийные слэбы выражены в мантии Центральной Азии в виде высокоскоростных фрагментов. Мы предполагаем, что в начальном магматизме углов треугольной области отражался импульс дестабилизации такого фрагмента, а в последующем развитии магматизма – дальнейшее опережающее активное погружение одного из его краев. По-видимому, на фоне общего нисходящего движения плотной пластины реализовался механизм ее фрагментарного локального погружения, как это имело место, например, в активной Хоккайдо-Амурской флекуре Тихоокеанского слэба [16]. В позднем мелу, раннем-среднем и позднем кайнозое на земной поверхности территории Центральной Азии устойчиво воспроизводились магматические проекции треугольной формы, что свидетельствовало о последовательном проявлении однотипной глубинной динамики астеносферы со слэбовыми фрагментами.

Примером резко выраженных современных астеносферных свойств мантии является территория Центральной Монголии. Здесь находится обширная асейсмичная область [13]. Она охватывает Хангайское нагорье и сопредельную часть Орхон-Селенгинского среднегорья [17]. Снижение сейсмичности объясняется аномально высоким разогревом коры [12]. По скоростям сейсмических волн выявлено чередование анизотропных и изотропных участков мантии вдоль профиля MOBAL-2003, ориентированного вкострости простирания орогенных структур Монгольского Алтая и Восточного Хангая [11]. Резко выраженная анизотропия, установленная по трем станциям хр. Восточный Хангай (BUMB, OVG0 и TUSG), согласуется с его субширотным простиранием. Под станциями, расположенными севернее хребта (TST, BUGA), анизотропия не выражена. Мы связываем эту смену с пространственным переходом от орогенной провинции хр. Восточный Хангай к Урд-Тамирской впадине Центрально-Монгольской рифтовой зоны и сопоставляем этот переход с подобным переходом от анизотропной структуры верхней мантии хр. Удокан к конвектирующей мантии под Чарской рифтовой впадиной Байкальской рифтовой зоны. Под Урд-Тамирской впадиной (станция TST) низкие скорости определены на глубинах 80–140 км [1], а под Чарской впадиной – 45–60 км [2].

Работа выполнена при финансировании в рамках реализации ФЦП “Научные и научно–педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы”, государственный контракт № П736 от 20.05.2010 г.

Литература

1. Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.
2. Недр Байкала по сейсмическим данным / Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
3. Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.
4. Рассказов С.В., Бауринг С.А., Хоуш Т. и др. Изотопная систематика Pb, Nd и Sr в гетерогенной континентальной литосфере над областью конвектирующей мантии // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 4. С. 519–523.
5. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М. и др. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.
6. Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Слэбвые и надслэбвые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия // Известия Иркутского государственного университета. Серия “Науки о Земле”. 2008. № 1. С. 43–67.
7. Шувалов В.Ф., Николаева Т.В. О возрасте и пространственном расположении кайнозойских базальтов на юге Монголии // Вестник ЛГУ. Геология. География. 1985. № 14. С. 52–59.
8. Чувашова И.С., Рассказов С.В. Кайнозойские базальты и содержащиеся в них глубинные включения как показатели анизотропной и изотропной мантии Центральной Азии // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания. Т. 2. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. С. 74–77.
9. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Лиу Я. и др. Изотопно-обогатенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай // Известия Иркутского государственного университета. Серия “Науки о Земле”. 2009. Т. 2, № 2. С. 181–198.
10. Ярмлюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. и др. Позднемеловой – раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.
11. Barruol G, Deschamps A, Dйvershir J. et al. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia. *Earth Planet. Sci. Letters*. 2008. doi: 101016/j.epsl.2008.07.027
12. Bayasgalan A., Jackson J., McKenzie D. Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements. *Geophys. J. Int.* 2005. V. 163. P. 1151–1179.
13. Dugarmaa T., Schlupp A. One century of seismicity in Mongolia (1900–2000). RCAG–DASE, 2003.
14. Enkhtuvshin H. A petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau. Master thesis. Shimane University, 1995. 119 p.
15. Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V. et al. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar/Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *Int. Geol. Review*. 2003. V. 45. P. 133–142.
16. Rasskazov S.V., Taniguchi H., Goto A., Litasov K.D. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // *Northeast Asian Studies*. 2004. V. 9. P. 179–219.
17. Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.

В.Р. Шмелев

**МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ
КОМПЛЕКСОВ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ИХ “АНАЛОГОВ” В
СТАБИЛИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЯХ**

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Зональные дунит-клинопироксенитовые комплексы, концентрирующие крупные месторождения коренной и россыпной платины являются, как известно характерным элементом не только подвижных (складчатых) поясов, но и платформенных областей. В первом случае это зональные комплексы урало-аляскинского типа (Урал, Корякия, юго-восточная Аляска, Калифорния), во втором – щелочно-ультраосновные комплексы Сибирской платформы (Алданский щит). Все они достаточно хорошо изучены на минералогическом, геохимическом и металлогеническом уровне, однако вопрос о природе и механизме формирования этих образований продолжает оставаться дискуссионным [1, 5, 6 и др.]. До последнего времени подобная ситуация во многом являлась следствием недостаточной структурной изученности пород комплексов.

Выполненное недавно структурное изучение классического Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) позволило оценить роль магматических и тектонических факторов, ответственных за формирование пород комплекса и реконструировать историю его становления [4]. Сопоставление полученных данных с материалами по сибирским (Кондерский, Инаглинский массивы) зональным комплексам свидетельствует [2, 3 и др.], что все эти образования, не смотря на различную тектоническую позицию и специфику состава, формировались по сходному сценарию. Данное заключение основывается на следующих ключевых особенностях пород комплексов.

1. Ультрабазиты зональных комплексов обладают признаками исходно магматических расслоенных образований, что отражается в закономерных вариациях минерального, химического и редкоэлементного состава пород. На микроструктурном уровне об этом свидетельствует присутствие в ультрабазитах кумулюсных и интеркумулюсных генераций оливина и клинопироксена. В дунитах отмеченных массивов устанавливаются не только реликтовые идиоморфные протокристы (примокристы) оливина, но и фрагменты образуемых ими черепичных структур компакций, обычные для кумулятов. По этой причине следует признать неприемлемыми высказанные недавно предположения об образовании дунитов Кондерского массива в результате замещения (депироксенизации) мантийного субстрата [5].

2. Дуниты зональных комплексов характеризуются отчетливыми преимущественными ориентировками минералов, возникшими в результате магматического и последующего пластического течения вещества. С суспензионным течением было связано формирование редко встречающихся классических ориентировок по форме зерен, характеризующихся близостью линейности и максимума осей [001] оливина. В режиме субмагматического течения и адкумулятивной компакции формировались преимущественно ориентировки с максимумом осей [100] оливина, совмещенным с минеральной линейностью [4]. При высокотемпературном пластическом течении посредством внутризернового скольжения в оливине по

системам (010)[100] и {okl}[100] и синтетонической рекристаллизации образовывались ориентировки аналогичного или более сложного типа. В клинопироксенитах, подобно дунитам устанавливаются линейные ориентировки, обусловленные магматическим течением (Нижнетагильский массив), которые трансформируются в тектонитовые ориентировки, вызванные скольжением по системам (100)[001], (001)[100] клинопироксена и рекристаллизацией.

3. Наряду с зональным строением, все массивы ультрабазитов характеризуются субконцентрической (синформной) внутренней структурой, картируемой по ориентировке шлировидности (полосчатости) и минеральной уплощенности, которая, как правило, субконформна элементам петрографической зональности. При этом ориентировка шлировидности обычно совпадает с деформационной минеральной уплощенностью. Такой характер взаимоотношений возможен в том случае, если магматическое и пластическое течение реализовалось в едином поле напряжений. Анализ поведения линейности в массивах показывает, что становление внутренней структуры происходило в двух взаимосвязанных, но несколько отличных режимах.

В Нижнетагильском и Инаглинском массивах формирование элементов ранней структуры является преимущественно результатом субвертикального (диапироидного) магматического и пластического течения, что подтверждается соответствующей ориентировкой линейности, параллельной их осям (шарнирам). В Кондерском массиве следы данного процесса отсутствуют (?), однако здесь имеются явные признаки субгоризонтального течения вещества в процессе вращательной деформации, поскольку линейность ориентируется преимущественно по круговой (параллельно контакту) траектории [2, 5].

4. Важнейшей особенностью зональных комплексов Урала и Сибири, является зональный динамометаморфизм ультрабазитов и контактовый динамотермальный метаморфизм вмещающих пород. В ультрабазитах он фиксируется типичной зональностью, выраженной сменой протогранулярных микроструктур пород порфинокластическими и рекристаллизованными мозаичными микроструктурами, в направлении от центра к периферии комплекса [2, 3, 4]. Подобная зональность является результатом твердопластичного внедрения и сопряженных (или более поздних) сдвиговых деформаций. Вмещающие породы (базальтоиды, сланцы) преобразуются в мелкозернистые роговики, нередко с бластомилонитовой структурой. Подчиненность плоскостных структур пород динамотермального ореола конфигурации массивов и закономерная ориентировка линейности свидетельствуют, что проявленные динамометаморфические преобразования носили сопряженный, взаимосвязанный характер.

В целом, структурные данные по уральским и сибирским зональным комплексам позволяют утверждать, что их становление не являлось результатом обычного магматического внедрения и расслоения *in situ*. Зональное строение, субконцентрический структурный рисунок, отчетливые признаки течения и динамометаморфизм пород находят удовлетворительное объяснение только в том случае, если мы будем рассматривать массивы данного типа в качестве магматических диапиров, которые в процессе подъема дифференцируются, кристаллизуются и по мере остывания постепенно трансформируются в твердопластичные (solid-state) диапиры. На магматической стадии в ходе динамической дифференциации магнезиального расплава формируется петрографическая зональность и эле-

менты ранней субконцентрической структуры. В процессе течения и адкумулятивной компакции возникают исходные протогранулярные микроструктуры пород и отмеченные выше линейные ориентировки. На тектонической стадии, в процессе высокотемпературного пластического течения (в том же поле напряжений) происходило образование минеральной уплощенности и линейности согласной с ранними элементами, порфирокластических и мозаичных микроструктур ультрабазитов. При последующей сдвиговой (вращательной) деформации отмечается усложнение структуры комплексов с возникновением субгоризонтальной линейности конформной контурам массивов.

Литература

1. Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.
2. Землянухин В.Н., Приходько В.С. Петроструктура и строение ультраосновных ядер концентрически-зональных массивов Дальнего Востока России // Тихоокеан/ геология. 1996. Т. 15? № 4. С. 43–50.
3. Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1997. 160 с.
4. Шмелев В.Р., Филиппова С.С. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // Геотектоника. 2010. № 4. С. 65–86.
5. Burg, J.-P., Bodinier, J.-L., Gerya T., Bedini R.-M., Boudier F., Dautria J.-M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.-L. Translithospheric Mantle Diapirism: Geological Evidence and Numerical Modeling of the Kondyor Zoned Ultramafic Complex (Russian Far-East) // Journal of Petrology. 2009. V. 50, N. 2. P. 289–321.
6. Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of Alaskan - type ultramafic-mafic intrusions, southeastern Alaska. US Geol. Surv. Prof. Paper. 1995. V. 1564. P. 1–47.

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

**УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫЕ ПОЛОСЧАТЫЕ КОМПЛЕКСЫ
ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ОФИОЛИТОВ**

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва

Объектами для изучения послужили ультрабазит-базитовые полосчатые комплексы офиолитов северо-западной части активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка и Корякский хребет. При обобщении и анализе результатов исследований в сопоставлении с литературными материалами по этой проблеме реконструирована последовательность этапов формирования офиолитовых ассоциаций в зоне перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. [8]. Начало формирования офиолитов связано с подъемом крупного мантийного диапира ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава. Глубина 40–50 км, $T = 600\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$. Этап отмечен псевдоморфной серпентинизацией с образованием антигорита, и природных сплавов железо-никель [8]. Серпентинитовые диапиры в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением, при растяжении свода поднимающегося диапира были последовательно пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: лерцолитовый, ультрабазит-базитовый полосчатый, габброидный, параллельных даек, спилит-кератофировый. Ультраосновная магма лерцолитового состава внедрилась в псевдоморфно серпентинизированные ультрабазиты по дайкоподобным каналам. На контакте магматических тел лерцолитов с серпентинитами возникли высокотемпературные ($T = 900\text{ }^{\circ}\text{C}$), биметасоматические слои (оливин, бронзит, диопсид).

Формирование полосчатой серии пород происходило при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной габброноритовой магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов [6]. Интервалы глубин от 20–30 до 10–12 км. Лерцолиты чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом (% 88.0 En; 10.5 Fs; 1.5 Wo) или низкожелезистым бронзитом (% 83.5 En; 16.0 Fs; 0.5 Wo), диопсидом (% 46.0 En; 3.0 Fs; 51.0 Wo) и оливином (табл.). Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16.5–18.2 %). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разновидностями $(\text{Mg}_{0.67}\text{Fe}_{0.32})_{0.99}(\text{Al}_{1.61}\text{Cr}_{0.39})_{2.0}\text{O}_4$, отвечающими по составу плеонасту и плеонаст-цейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Япского желоба [1]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогабброноритовые ($T = 900\text{ }^{\circ}\text{C}$), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые ($T = 550\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, гроссуляр-андрадит, герцинит. Присутствие герцинита (FeAl_2O_4) может свидетельствовать об условиях повышенных давлений. Апосерпентинитовые слои включают лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габ-

Таблица. Изотопный состав стронция в плагиолазах габброноритов

Тип породы	магматический					метаморфический		
	85–88	85–88	83–92	92–94	92–94	95–100	95–100	95–100
Состав плаггиокла-зов (% An) в исследован-ной в навеске*								
$^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ ($\pm 0.00006 - 0.00010$)	0.70446	0.70511	0.70493	0.70501	0.70503	0.70400	0.70393	0.70384
Содержание Eu, г/т	не опр.	0.047	0.056	не опр.	не опр.	0.127	0.226	0.094

Примечание. Eu – по данным [2]. Анализы изотопного состава стронция выполнены в лаборатории абсолютного возраста ГИН РАН. * – Фракция 0.1–0.05 мм весом 120–300 мг.

бронориты и пироксениты подверглись автотематоморфической амфиболитизации ($T = 700\text{--}800\text{ }^\circ\text{C}$) с образованием в разных сочетаниях эденита, эденитовой, магнезиальной и чермакитовой роговых обманок, а также магнезиогастингсита, по классификации Б.Е.Лица [11].

Габбронориты, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации ($T = 830\text{--}880\text{ }^\circ\text{C}$). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Судя по ориентировке метаморфической полосчатости пород, расположению наложенных двойниковых полос, перекристаллизация габброноритов была стимулирована деформациями типа сдвига и скольжения, направленными вдоль контакта этих пород с ультрабазитами. Об экранировании серпентинитами свидетельствует малая степень наложенных минеральных преобразований перекристаллизованных габброноритов по сравнению с неперекристаллизованными магматическими типами этих пород. Экранирование, по-видимому, кроме того, содействовало сохранению относительно низких значений изотопных отношений стронция в перекристаллизованных габброноритах (табл. 2).

Эти значения выше верхнего предела отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах срединно-океанических хребтов и характерны для пород большинства современных островных дуг и активных континентальных окраин [7]. Разрушение ламелл диопсида при перекристаллизации бронзита привело к повышению роли катионов Са в плагиоклазах и катионов Fe во вновь сформированных пироксенах. Тенденции увеличения роли катионов Са в плагиоклазах могли быть усилены при контактово-реакционных взаимоотношениях с ультрабазитами (см. табл. 2). Для перекристаллизованных габброноритов характерна отчетливая отрицательная аномалия Eu, что

может свидетельствовать об их некумулятивном генезисе. Для неперекристаллизованных габброноритов устанавливается как положительная, так и отрицательная аномалии этого элемента [4]. В зонах локально повышенных температур ($T=700\text{--}800^\circ\text{C}$) и давлений ($P > 5\text{ кбар}$) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, горнблендиты, плагиоклазовые амфиболиты и бластомилониты в виде полошвидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью.

Анализ строения, состава и минеральных преобразований рассмотренных ультрабазит-базитовых комплексов свидетельствует об их магматическо-метаморфическом происхождении. При этом вскрывается полигенетическая природа полосчатых комплексов, в которых габбронориты являются образованиями, одновременными с лерцолитами и вмещающими их аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами. Габбронориты и лерцолиты внедрились в серпентиниты на разных уровнях глубинности (P - T -условий). В этом смысле полосчатые комплексы можно рассценивать как полигенные базит-гипербазитовые плутоны [3]. Лерцолиты, исходя из состава шпинелей, могли быть закристаллизованы в условиях повышенных давлений. Если учесть температуру (900°C) равновесного образования орто- и клинопироксенов, рассчитанную по геотермометру Л.Л. Перчука [5], и исходить из границ устойчивости фации шпинелевых перидотитов, то формирование лерцолитов полосчатого комплекса можно предполагать на глубинах 30-55 км при давлениях 8-16 кбар [10]. Как было показано ранее, в этих условиях возможно существование серпентинитов [8]. Габбронориты по оценкам, приведенным ранее, были закристаллизованы при $T=880\text{--}925^\circ\text{C}$. Исходя из условий устойчивости плагиоклаз-пироксеновых парагенезисов, место их формирования определяется глубинами 20-30 км и давлениями до 7-8 кбар [2, 10]. Для достижения этих условий необходимо предположить протрудирование серпентинит-лерцолитовой ассоциации пород в более высокие уровни мантии и литосферы, возможно происходившее одновременно с внедрением габброноритового расплава. Если опираться на альтернативную схему кристаллизации габброидных серий в восходящем потоке магмы в узких камерах-каналах с полибарическим фракционированием в присутствии водосодержащего флюида [9, 6], то внедрение магмы, сформировавшей габбронориты (и лерцолиты), можно представить по типу дайковых пакетов. Это представление согласуется с данными о встречных крутых падениях полосчатости и субсогласным с ней простираем более поздних дайковых тел. Формирование полосчатости могло быть обусловлено внедрением дифференцированного расплава по типу «дайка в дайку» с образованием эндоконтактных и высокотемпературных биметасоматических зон в виде относительно меланократовых тонких (1-1.5 см) полос. Для пород промежуточного состава (верлиты, пироксениты) на данном уровне изученности можно предполагать как высокотемпературное биметасоматическое, так и магматическое (в частности, динамическая кристаллизация из расплава) происхождение [6]. Формирование гранулитовых (перекристаллизованных) габброноритов, эклогитоподобных пород, высокотемпературных гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов было связано с глубинным локальным постсолидусным (800°C) динамометаморфизмом габброноритов и биметасоматических пород ультраосновного состава. Эти преобразования совпадали по времени с автометаморфическими изменениями габброноритов в зонах, не затронутых воздействием интенсивных напряжений. Измене-

ние условий локального динамотермального метаморфизма происходило от высокотемпературных (800°C) и высокобарических (15 кбар) до низкотемпературных субповерхностных (филлониты), что согласуется с концепцией протрузивно-диапирового становления офиолитовых ассоциаций. Диапировое становление офиолитов подтверждают апофлишоидные биметасоматические слои, которые судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита $[K_{0,02}Na_{0,04}Ca_{5,76}Mg_{0,09}Fe^{2+}_{0,06}Si_{5,96}Al_{0,04}O_{18}(OH)_2]$, а именно удвоение параметра с от 7Е до 14 Е образовались при температурах 350°C без формирования милонитов и филлонитов [8]. Эти данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитов. Слои диопсид (Fs=2,0%, Fn=49%, Wo=49%) – ксонотлитового состава мощностью 5–7 см наблюдались при непосредственном соприкосновении флишоидов с полосами серпентинитов.

Литература

1. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 259 с.
2. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 229 с.
3. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 135 с.
4. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 393).
5. Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л.: Недра, 1971. 413 с.
6. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 242 с.
7. Шараськин А.Я. Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // XXVII Междунар. геол. конгр. История и происхождение окраинных и внутренних морей: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6. Ч. 3. С. 44–56.
8. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–67.
9. Irving A. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcaic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci. A. 1980. V. 280. P. 389–426.
10. O'Hara M.J. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks // Ultramafic and related rocks. N.Y.: Blackwell, 1967. P. 393–408.
11. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Amer. Mineral. 1978. V. 63, N 11/12. P. 1023–1058.