

Человек
Земля
Вселенная



**ТЕКТОНИКА,
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
И МИНЕРАГЕНИЯ
ВОСТОКА АЗИИ
IX Косыгинские чтения**

Федеральное государственное бюджетное
учреждение науки
Институт тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
Дальневосточного отделения
Российской академии наук



ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ ВОСТОКА АЗИИ

IX Косыгинские чтения

Материалы всероссийской конференции
13–15 сентября 2016
г. Хабаровск

Хабаровск
2016

УДК 551:550.3:550.4

Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции, 13–15 сентября 2016, г. Хабаровск / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. – Хабаровск : ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2016. – 363 с.

ISBN 978-5-7442-1575-0

В сборнике представлены материалы очередной IX конференции, посвященной проблемам тектоники и геодинамики литосферы, глубинному строению, петролого-геохимическим и минерагеническим аспектам тектонических исследований. Особое внимание уделяется осадочным бассейнам и их углеводородному потенциалу, сейсмичности и сейсмотектонике региона.

Ключевые слова: тектоника и геодинамика Востока Азии, глубинное строение, сейсмотектоника, петрология, геохимия, осадочные бассейны, минерагения.

Ответственные редакторы д.г.-м.н. А.Н. Диденко, к.г.-м.н. Ю.Ф. Манилов

IX Косыгинские чтения «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии» организованы при финансовой поддержке ФАНО России и Российского фонда фундаментальных исследований (грант №16-05-20536 – г).

Tectonics, deep structure and minerageny of East Asia: Contributions of the IXth All-Russian Conference in memory of Academician Yu.A. Kosygin, September 13–15, 2016, Khabarovsk / Eds A.N. Didenko and Yu.F. Manilov

Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences.

65, Kim Yu Chen St., Khabarovsk, 680000, Russia, e-mail: itig@itig.as.khb.ru

The present collection includes the contributions submitted to the regular IXth Conference dealing with the problems of tectonics and geodynamics of the lithosphere, deep structure, petrological and geochemical and mineragenic aspects of tectonic studies. Particular attention is focused on the sedimentary basins and their hydrocarbon potential, seismicity and seismotectonics of East Asia.

Key words: tectonics and geodynamics of East Asia, deep structure, seismotectonics, petrology, geochemistry, sedimentary basins, minerageny.

ISBN 978-5-7442-1575-0

© ИТиГ ДВО РАН, 2016

ПРЕДИСЛОВИЕ

Глубокоуважаемые коллеги, перед Вами материалы очередных Косыгинских чтений, которые с титульным названием «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии» существуют уже 21 год.

Конференция -это не только дань памяти академику Юрию Александровичу Косыгину, основателю и первому директору ИТИГ ДВО РАН, но и возможность внести свой вклад в развитие нашего Дальневосточного региона. Совещание предоставляет площадку для обмена мнениями и сотрудничества крупных сил научных и производственных организаций, кооперация которых пойдет на пользу решению важных научно-производственных задач.

Проведение IX Косыгинских чтений стало возможным благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Федерального агентства научных организаций Российской Федерации. За что мы выражаем этим организациям огромную благодарность.

За прошедшие годы устоялась основная научная тематика наших чтений, которая представлена четырьмя темами. Наименования разделов в настоящих материалах совпадают с названием тем (секций).

1. «Структура литосферы и тектоническая эволюция Азии». В данном разделе представлены материалы исследований, тематика которых занимала особое место в исследованиях Ю.А. Косыгина. В прошедшие годы были созданы модели строения и эволюции многих геологических объектов региона, получены новые геофизические данные, предложены новые теоретические подходы к их изучению с применением современных прецизионных методов анализа состава и возраста. Дальневосточный регион, располагаясь в зоне активного взаимодействия крупнейших океанических и континентальных плит, отличается сложным геологическим строением и эволюцией. Фундаментальные исследования, проведенные за последнее время учеными РАН, позволили получить новую обширную информацию о строении и геодинамике Востока Азии.

2. «Тектоника и углеводородный потенциал осадочных бассейнов Востока Азии». Тематика данного раздела тесно связана с тематикой предыдущего, но в связи с необходимостью наращивания углеводородного потенциала России, особенно ее дальневосточных регионов, мы посчитали необходимым выделить самостоятельный раздел, материалы которого были бы посвящены результатам изучения осадочных бассейнов Дальнего Востока и шельфа дальневосточных морей. Регион остается относительно слабо изученным и, в то же время, продолжает быть наиболее перспективным для открытия новых месторождений углеводородного сырья.

3. «Петрология, геохимия и минерагения ». Современные фундаментальные и прикладные геологические и, отчасти, геофизические исследования немыслимы без привлечения широкого круга инструментальных методов определения состава, структуры и текстуры горных пород и минералов. Непосредственно этому направлению посвящены материалы данного раздел, которые отражают изучение связей тектоники, магматизма и рудообразования и, в конечном счете, призваны решать задачу воспроизводства запасов полезных ископаемых.

4. «Сейсмология, сеймотектоника и современная геодинамика». По многочисленным данным частота проявления природных катастрофических явлений в последние годы существенно увеличилась. Так, если в 80-х и 90-х годах прошлого века их среднегодовое количество составляло около 400 и 600, соответственно, то в первом десятилетии 21

века среднегодовое количество природных катастроф превышало 700. Рекордом в этом отношении был 2007 г. – более 950. Здесь следует также отметить, что из 10-ти самых масштабных природных катастроф 21 века по числу жертв и, естественно, по объемам разрушений, 7 приходятся на землетрясения и порожденные двумя из них цунами. Поэтому, полагаем, материалы, помещенные в настоящем разделе, будут востребованы научным сообществом, так как наш дальневосточный регион России находится в наиболее сейсмоактивной области Земли, где в последнее десятилетие произошел ряд сильных сейсмических событий. Приведенные в сборнике работы отражают современное направление геодинамических, сеймотектонических и сеймопрогнозных исследований в Дальневосточном регионе.

В настоящем сборнике помещены работы представителей разных научных школ и направлений, в которых их авторы высказывают свое личное мнение по ряду актуальных вопросов в современных науках о Земле, временами достаточно дискуссионное. Наше совещание всегда было площадкой для представления различных взглядов. Текст присланных материалов дан в авторской редакции.

Участвовать в чтениях выразило желание более 150 исследователей из научно-исследовательских, учебных и производственных организаций России. Традиционно своим участием наше совещание поддерживают геологи Дальневосточного отделения РАН из Биробиджана, Благовещенска, Владивостока, Магадана, Петропавловска-Камчатского, Хабаровска, Южно-Сахалинска. Увеличилось число участников из академических и отраслевых институтов Сибири, Москвы и Санкт-Петербурга. В работе совещания предполагают принять участие наши коллеги из Китая.

Желаем всем успешной работы на IX Косыгинских чтениях!

А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов

РАЗДЕЛ I

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АЗИИ

**В.В. Андрончик¹, А.Ю. Песков¹, А.В. Кудымов¹, В.В. Голозубов²,
А.Н. Диденко^{1,3}**

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
МЕЛОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД СИЛАСИНСКОЙ И КЕМСКОЙ СВИТ
(ЮГ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА РОССИИ)**

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

²ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

³ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

Краткая геологическая характеристика

Несмотря на значительный прогресс в изучении Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, многие вопросы, связанные с тектоникой и геодинамикой формирования последнего, остаются дискуссионными [1, 2, 6]. Возможность количественных оценок географического положения и масштабов горизонтальных перемещений блоков земной коры делает палеомагнитный метод эффективным при разработке тектонических реконструкций формирования геологических структур.

Первым объектом исследования является граувакковый комплекс [5] силасинской свиты [4] (Северная часть Сихотэ-Алиня, район оз. Удыль). Данный комплекс представляет собой продукты разрушения выделенных в данном районе фрагментов эпокееанической островодужной системы. Большинство пород грауваккового комплекса представлены альб-нижнесеноманскими песчаниками и алевролитами. Данные образования относятся к Киселевско-Маноминскому террейну Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, который по современным представлениям интерпретируется как фрагмент средне-меловой аккреционной призмы. Непосредственному изучению подверглись в разной степени дислоцированные осадочные отложения юго-восточного побережья оз. Удыль.

Вторым объектом исследования является верхняя подсвита кемской свиты Кемского террейна. Считается, что Кемский террейн представляет собой фрагмент баррем-альбской островодужной системы [7]. Верхнекемская подсвита образована позднеальбскими пачками ритмичного чередования песчаников и алевролитов, а также содержит самостоятельные пласты песчаников, алевролитов и подводно-оползневых образований. [2].

Палеомагнитная характеристика

Образцы силасинской и кемской свит были подвергнуты временной чистке, для устранения части естественной вязкой остаточной намагниченности.

Для 43-х образцов осадочных пород из двух сайтов (D14/22, D14/24) удыльской коллекции была проведена детальная термомагнитная чистка (Т-чистка) до температур 600 °С. Температурный диапазон последней, а также шаг нагрева (от 5 до 100 °С) определялись с учетом данных термомагнитного анализа.

К кемской коллекции была применена детальная чистка переменным магнитным полем (Н-чистка). Термомагнитная чистка оказалась неэффективной для большинства изученных пород, т.к. в ходе нее не удалось выделить стабильный палеомагнитный сигнал. Диапазон магнитной чистки составил от 1 до 92 мТл с шагом от 2 до 4 мТл. В ходе исследований, как правило, выделяются две компоненты намагниченности: низко- и высокотемпературная в случае Т-чистки, нестабильная и стабильная для Н-чистки.

Низкотемпературная компонента намагниченности для осадочных пород силасинской свиты выделяется в интервале температур от 25 до 350 °С и имеет средние значения в географической системе координат $Dg = 279.8^\circ$, $Ig = 76.7^\circ$, $Kg = 9.5$, $\alpha_{95} = 10.9^\circ$. Нестабильная компонента намагниченности для осадочных пород кемской свиты выделяется в интервале Н-чистки от 4 до 20 мТл и имеет следующие средние значения в географической системе координат $Dg = 119.6^\circ$, $Ig = 23.5^\circ$, $Kg = 3.3$, $\alpha_{95} = 15.0^\circ$. Высокотемпературная компонента намагниченности для силасинской свиты выделяется в интервале температур от 450 до 600 °С и имеет две полярности – прямую (установленную в образцах D14/22 сайта) и обратную (установленную в образцах D14/24 сайта), а стабильная компонента для кемской свиты в диапазоне от 20 до 92 мТл и «следуют» на ортогональных диаграммах в начало координат.

Направление высокотемпературной компоненты намагниченности для образцов осадочных пород силасинской свиты (сайт D14/22 и D14/24) составляет $Ds = 257.0^\circ$, $Is = 33.7^\circ$.

Для осадочных пород силасинской свиты была рассчитана величина занижения наклона намагниченности с использованием результатов исследования анизотропии начальной магнитной восприимчивости по методике, описанной в [9]. Таким образом, для расчета палеомагнитного полюса принимаются следующие координаты характеристической компоненты намагниченности (с учетом величины занижения наклона и величины магнитного склонения в точке опробования ($N = 52.15^\circ$, $E = 140.0^\circ$): $Ds = 257.0^\circ$, $Is = 54^\circ$, $Ks = 13.7$, $\alpha_{95} = 7.8^\circ$.

Выделенная высокотемпературная компонента намагниченности в изученных породах является «доскладчатой», на что указывает положительный палеомагнитный тест складки. Отношение $Ks/Kg = 5.5$. Для всех образцов было рассчитано среднее направление намагниченности: $Ds = 269.0^\circ$, $Is = 33.7^\circ$, $K = 13.7$, $\alpha_{95} = 7.8^\circ$.

Среднее направление стабильной компоненты намагниченности для всех изученных пород в географической системе координат составляет $Dg = 69.6^\circ$, $Ig = 52.9^\circ$, $Kg = 13.8$, $\alpha_{95} = 7.2^\circ$, а в стратиграфической – $Ds = 348.5^\circ$, $Is = 57.6^\circ$, $Ks = 15.6$, $\alpha_{95} = 6.8^\circ$. По результатам проведённого теста складки установлена «доскладчатая» природа намагниченности изученных осадочных пород кемской свиты. Отношение $Ks/Kg = 1.13$.

По направлениям высокотемпературной и стабильной компонент намагниченности были рассчитаны координаты палеомагнитных полюсов и палеоширот формирования изученных пород.

Для пород силасинской свиты Киселевско-Маноминского террейна координаты палеомагнитного полюса составили: $Plat = 19.5^\circ$ ($Plat = -19.5^\circ$), $Plong = 81.6^\circ$ ($Plong = 261.6^\circ$), $dp = 10.9^\circ$, $dm = 7.7^\circ$ (рис.). Рассчитанный полюс находится южнее (порядка 50°) от сегмента ТКМП Сибири на данный интервал времени, а палеоширота формирования изученных пород Киселевско-Маноминского террейна составляет 34.5° с.ш.

Для осадочных пород кемской свиты координаты палеомагнитного полюса составили: $Plat = 78.7^\circ$, $Plong = 9.9^\circ$, $dp = 10.0^\circ$, $dm = 7.3^\circ$ (рис.). Полученный палеомагнитный полюс находится, в отличие от предыдущего полюса, в высоких широтах. Однако, палеоширота формирования изученных пород кемской свиты (38.2° с.ш.) близка к расчётной палеошироте формирования пород силасинской свиты.

По результатам проведённых работ можно сделать следующие выводы:

1. В породах силасинской свиты установлена «доскладчатая» компонента намагниченности с координатами $Ds = 257.0^\circ$, $Is = 54^\circ$. Рассчитаны координаты палеомагнитного

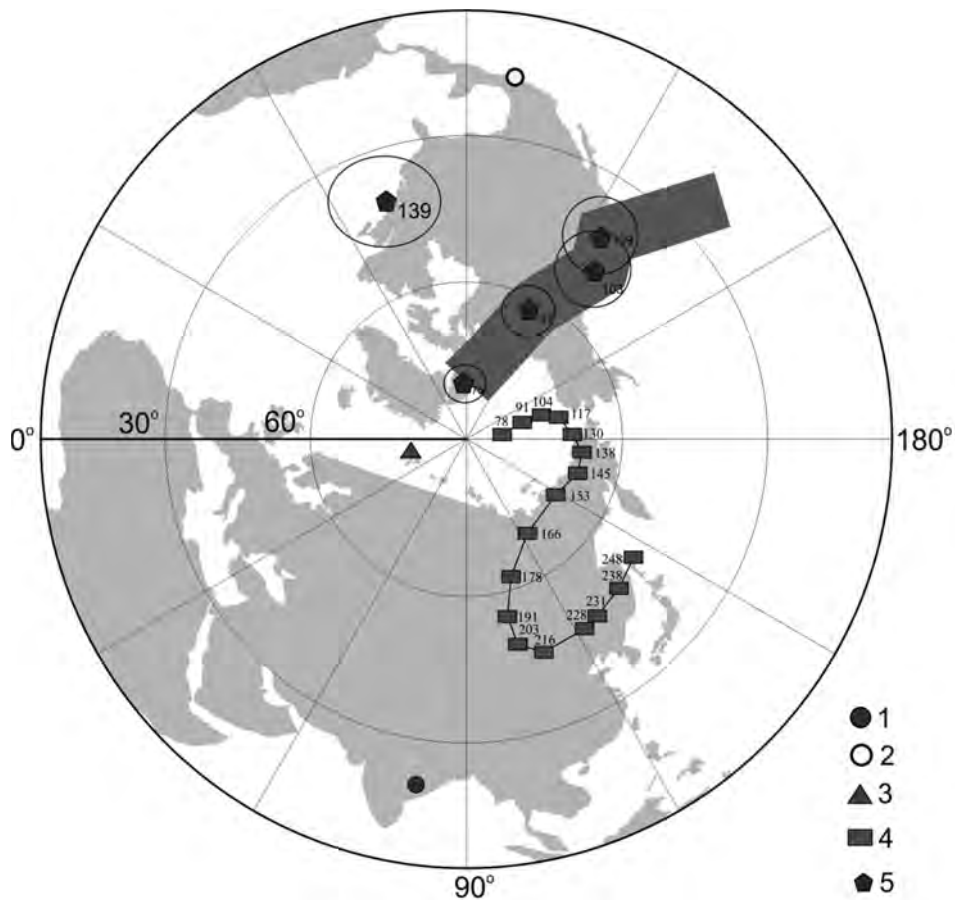


Рис. Положение палеомагнитных полюсов меловых пород Сихотэ-Алиньского орогенного пояса: 1 – палеомагнитный полюс силасинской свиты в прямой полярности, 2 – палеомагнитный полюс силасинской свиты в обратной полярности, 3 – палеомагнитный полюс кемской свиты, 4 – вариант мезозойского сегмента ТКМП Сибири [3], 5 – мезозойские полюсы Приморья и Сахалина [8].

полюса: $Plat = 19.5^\circ$ ($Plat = -19.5^\circ$), $Plong = 81.6^\circ$ ($Plong = 261.6^\circ$), $dp = 10.9^\circ$, $dm = 7.7^\circ$.

2. В породах кемской свиты установлена «доскладчатая» компонента намагниченности с координатами $Ds = 348.5^\circ$, $Is = 57.6^\circ$. Рассчитаны координаты палеомагнитного полюса: $Plat = 78.7^\circ$, $Plong = 9.9^\circ$, $dp = 10.0^\circ$, $dm = 7.3^\circ$.

3. Различное положение рассчитанных палеомагнитных полюсов для кемской и силасинской свит связано, по всей вероятности, со значительной величиной вращения Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов после времени формирования изученных пород.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572. (цв. Карта).
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана / В.В. Голозубов. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.
3. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79.
4. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. (изд. 2). Серия Николаевская. Лист N-54-XXXII. СПб: ВСЕГЕИ 2011 г.
5. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации) / Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
6. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
7. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
8. Abrajevitch A. Palaeomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous / A. Abrajevitch, S. Zyabrev, A.N. Didenko, K. Kodama // Geophysical Journal International. 2012. V. 190, N 3. P. 1439–1454.
9. Correcting for paleomagnetic inclination shallowing in magnetite-bearing clay-rich soft sediments with the aid of magnetic anisotropy and uniaxial compression experiments // Bradbury N, Hon B.Se / Department of Earth Sciences. Newfoundland. 2005. 92 pp.

В.И. Бондаренко¹, В.А. Рашидов²

**ОСОБЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ТЕКТОНИКИ ПРОЛИВА БУССОЛЬ
(КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)**

¹*Костромской Государственный университет им. Н.А. Некрасова, г. Кострома,*

²*ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

Пролив Буссоль занимает особое положение в системе Курильской островной дуги (КОД). Это самый глубоководный пролив КОД, отделяющий Южные Курилы от Центральных Курил. Здесь происходит резкий изгиб фронта вулканической дуги. Район пролива Буссоль отличается очень сложным рельефом дна и высокой интенсивностью вулканизма. Изучение геоморфологии, тектоники и вулканизма района пролива Буссоль имеет важное значение для понимания геологических процессов, происходящих в пределах всей КОД.

Пролив Буссоль располагается между о-вами Черные Братья и о. Симушир (рисунок). К югу от вулканического массива Черных Братьев находится пролив Уруп, отделяющий этот массив от о. Уруп. Возможно, что упомянутые проливы образуют единую структуру, разделенную в юго-западной части массивом Черных Братьев.

Приостровной шельф с Охотоморской стороны о. Уруп выражен слабо, а его ширина не превышает 2–4 км (рис.). К северной конечности о. Уруп прилегает обширная шельфовая терраса, расположенная на глубинах 110–140 м, протягивающаяся в северо-восточном направлении примерно на 20 км. От шельфовой террасы на глубинах 100–150 м, прилегающей к о-вам Черные Братья она отделяется узкой ложбинной с глубинами до 250 м.

В центральной части пролива Буссоль находится вытянутый в северо-восточном направлении (азимут простирания 55°) подводный хребет Архангельского [10], поднимающийся с глубины порядка 3000 м (рисунок, подводный вулкан 6.12). Размер хребта по основанию 39 × 22 км², а плоская вершина размером 4 × 21 км² располагается на глубине около 500 м. Склоны хребта крутые и неровные. Судя по характеру волновой картины на сейсмограммах непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), он сложен в основном плотными, преимущественно вулканическими породами, что подтверждается данными драгирования [10].

С севера к подножию хребта Архангельского прилегает небольшой погребенный подводный вулкан 6.16 (рис.). Он возвышается над прилегающими участками дна примерно на 400 м. Зафиксированная минимальная глубина вершины этого вулкана – 2300 м.

Два субмеридиональных желоба в рельефе дна к юго-западу и северо-востоку от хребта Архангельского, образуют глубоководные проходы пролива Буссоль. С юга к ним подходят пологие долины, протягивающиеся от проходящего южнее каньона Буссоль [8, 9].

Юго-западный проход пролива Буссоль отделяет хребет Архангельского от вулканического массива Черных Братьев (рис.). Минимальная глубина в осевой части прохода около 1600 м. Рельеф дна здесь неровный, а осадочный чехол практически отсутствует. Северо-восточный проход пролива Буссоль отделяет хребет Архангельского от вулканического массива 6.13. Минимальная глубина в осевой части прохода около 2300 м. Рельеф дна здесь также неровный, осадочный чехол имеет небольшую мощность и представлен, по-видимому, оползневыми образованиями.

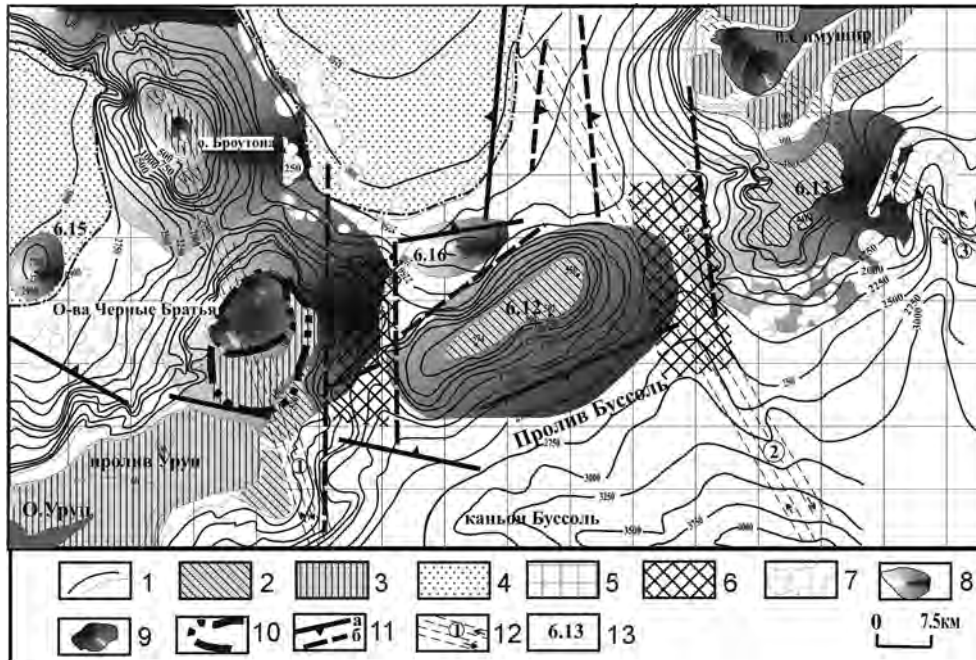


Рис. Морфоструктурная схема пролива Буссоль: 1 – изобаты; 2-3 – террасы и плоские вершины подводных вулканических массивов: 2 – на глубинах свыше 200 м; 3 – на глубинах до 150 м; 4 – дно Курильской котловины; 5 – склоны Большой Курильской гряды; 6 – глубоководные участки пролива Буссоль; 7 – участки развития оползневых процессов; 8 – подводные вулканы; 9 – надводные вулканы; 10 – границы кальдер; 11 – разломы (а – установленные по данным НСП, б – предполагаемые); 12 – предполагаемые зоны сдвигов; 13 – номера подводных вулканов (по [10]).

Вулканический массив Черных Братьев является крайним юго-восточным звеном Броутонской вулканической зоны, простирающейся в северо-западном направлении более чем на 100 км от пролива Буссоль [10]. Массив имеет длительную историю развития [3, 4]. Данные наших исследований позволяют выделить, по крайней мере, три этапа формирования крупных вулканических построек. Первые два этапа завершались, по-видимому, катастрофическими извержениями и формированием кальдер.

Древняя кальдера Горшкова, вытянутая в субмеридиональном направлении, могла иметь размеры 15×20 км². Кальдера Горшкова, образовавшаяся предположительно 35–40 тысяч лет назад, отчетливо выражена в современном рельефе в виде впадины глубиной более 400 м в привершинной части массива. Размер ее – 7.5×11.5 км [3].

Внутри последней в третий, позднеплейстоцен-голоценовый этап, сформировались острова Черные Братья. Несмотря на свои небольшие размеры, острова Черные Братья являются довольно сложными вулканическими сооружениями. Здесь насчитывается 5–6 вулканов, три из которых действующие [3, 10]. По особенностям строения они представляют собою стратовулканы, сложенные чередующимися прослоями лав и пирокластического материала.

Подводный вулканический массив (центр) 6.13 располагается к югу от о. Симушир. Относительная высота массива ~ 2000 м, а размер основания – 25×20 км [2, 10], а его

плоская вершина, вытянутая в северо-восточном направлении, располагается на глубинах 480–500 м (рис.). С севера от подножия о. Симушир вершина частично отделяется ложбиной с относительными глубинами от 10-20 до 250 м. Западные склоны массива очень крутые, до 20–30°. Восточные склоны вулканического массива имеют несколько меньший наклон дна (15–20°) и более неровный его рельеф.

Возраст вулканического массива 6.13, вероятнее всего, доголоценовый. В прошлом массив, по-видимому, длительное время находился вблизи уровня моря и подвергался абразии, в результате которой сформировалась его плоская вершина. Затем массив испытал погружение примерно на 500 м, до современного уровня.

Плоская площадка вершины массива подстилается гетерогенной толщей в целом акустически непрозрачных вулканических образований. Данные НСП позволяют предположить, что она представляет собой срез как минимум двух слившихся вулканических построек. У восточного края плоской вершины выявлены небольшие одноактные вулканы, образовавшиеся после ее формирования. Вполне вероятно, что имеющиеся сообщения навигационных служб о проявлении подводной вулканической деятельности в этом районе, связаны с формированием подобных одноактных вулканов.

Местами склоны массива перекрываются маломощным чехлом рыхлых отложений с признаками оползания. Некоторые предполагаемые оползневые тела могут иметь мощность до 0.2 секунд удвоенного времени распространения сигнала, местами они занимают на склоне гравитационно неустойчивое «висячее положение», то есть являются потенциально цунамиопасными. Широкое распространение подобных образований отмечено и на склонах, и у подножия массива Черных Братьев [3].

По данным НСП в районе пролива Буссоль выделено значительное количество разломов, среди которых преобладают разломы субмеридионального простирания. В частности, сбросы этого направления ограничивают упоминавшиеся глубоководные части пролива Буссоль, представляющие собою, по-видимому, субмеридиональные грабены.

О-ва Уруп и Симушир, а также плоские вершины подводного хребта Архангельского и массива 6.13 имеют близкие азимуты простирания (42–55°). Отмечается кулисообразное смещение этих блоков КОД относительно друг друга. Величина смещения может достигать нескольких километров. Наблюдаемая картина, по нашему мнению, связана с наличием каких-то сдвиговых зон северо-западного простирания между о. Уруп и хребтом Архангельского, между хребтом Архангельского и массивом 6.13 и вблизи северного края этого массива и южной окраины о. Симушир (рис.). При этом первые две зоны должны иметь правостороннее смещение, последняя – левостороннее. Возможно, что с движениями по этим зонам может быть связана активность вулканов Броутонской вулканической зоны и вулканов группы Мильна, образующих южную оконечность о. Симушир, и располагающихся в направлении, поперечном простиранию самого острова.

Отметим, что смещения островных блоков подобного плана являются характерной особенностью КОД. Аналогичные смещения сдвигового характера отмечены для Северных и Центральных Курил [1, 5–7]. Вероятно, эти тектонические движения связаны с косою субдукцией Тихоокеанской плиты, а наблюдаемая высокая тектоническая и вулканическая активность в р-не пролива Буссоль может быть обусловлена изменением угла подвига плиты в данном районе

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

Литература

1. Баранов Б.В., Дозорова К.А. Кинематика поперечных разломов преддуговой области Центральных Курил и миграция желоба // Геология морей и океанов: Материалы XXI Междунар. конф. (школы) по морской геологии. Т. 5. М.: ГЕОС, 2015. С. 19–23
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27–40.
3. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35–51.
4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 80–88.
5. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 69–85.
6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Геоморфология и тектоника Средних Курил // Геология морей и океанов: Материалы XVII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. IV. М.: ГЕОС, 2007. С. 32–33.
7. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Особенности тектоники северной части Курильской островной дуги // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всерос. науч. конф. с междунар. участием, Южно-Сахалинск, 26 - 30 мая 2015 г.: Сборник материалов. В 2-х томах / Под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С.24–27.
8. Васильев Б.И., Суворов А.А. Геологическое строение подводной долины Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток, 1979. С. 8–68.
9. Вольнев В.М., Сваричевская Л.В. Новые данные о геоморфологии Охотского склона центральной части Большой Курильской гряды // Геоморфология. 1989. № 2. С. 73–78.
10. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Г.А. Авдейко, А.Ю. Антонов, О.Н. Вольнец и др. М.: Наука, 1992. 528 с.

И.П. Войнова

**ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ПЕТРОХИМИИ ВУЛКАНИТОВ МЕЗОЗОЙСКИХ
АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ДЛЯ
РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ВУЛКАНИЗМА
ЗАПАДНОЙ ПАЛЕОПАЦИФИКИ**

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

Аккреционные системы, сформированные в ходе субдукционных процессов, представляют собой тектонический коллаж разнообразных океанических, окраинно-океанических и присубдукционных образований, изучение которых дает возможность реконструировать геодинамические и фациальные обстановки в пределах древних океанических плит, а также характер процессов, протекавших непосредственно в зонах их конвергенции с континентальными литосферными плитами. Сложность строения древних аккреционных систем, обусловленная как процессами формирования аккреционных призм, так и постаккреционными тектоническими преобразованиями, затрудняет производство ретроспекций. Значимая роль в ретроспективных построениях принадлежит изучению вулканических составляющих аккреционных систем, что позволяет не только диагностировать геодинамические условия, существовавшие во время их формирования, но и может уточнять некоторые геодинамические выводы.

Индикаторные возможности петрогеохимических характеристик вулканитов при геодинамическом анализе мы демонстрируем на примере исследования вулканитов мезозойской аккреционной Сихотэ-Алинской системы, возникшей на конвергентной границе восточной окраины Азиатского континента и западной части Палеопацыфики. В ней выделяют несколько аккреционных призм, сформированных последовательно в разное время. Нами изучены разновозрастные (Р-К₁) вулканиты Хабаровского и Самаркинского террейнов юрской и Киселевско-Маноминского террейна раннемеловой аккреционных призм. В Хабаровском террейне вулканиты встречены в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями. Терригенно-вулканогенно-кремнистые образования Самаркинского террейна формировались в широком временном интервале от СЗ-Р до J. В Киселевско-Маноминском террейне из вмещающих вулканиты кремнистых отложений определены ископаемые радиолярии J₂-К₁ возраста. Кроме того изучены вулканиты сеноман-туронской утицкой свиты амурского комплекса Журавлевско-Амурского турбидитового террейна, соседствующей с киселевским комплексом и отделенной от него разломом. В основе исследования лежит совокупность всех имеющихся данных (оригинальных и опубликованных [1–4]) о химическом составе вулканитов различного возраста и разных террейнов.

Петрогеохимия вулканитов

Вулканиты аккреционных комплексов представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, реже гиалокластитами, лавобрекчиями, ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими отложениями. Преобладают пикробазальты, базальты и щелочные базальты, в Хабаровском террейне в меланже встречены разновидности дацитового состава. Вулканиты имеют натровый характер, лишь в юрских щелочных базальтах Самаркинского террейна наряду с натровой серией имеет место и калиевая. Для реконструкции геодинамических обстановок проявлений вулканизма

были применены обычно используемые петрогеохимические диаграммы (дискриминационные, в том числе характеризующие геохимические типы источников, и спайдер-диаграммы). Анализ показал наличие в аккреционных призмах широкого спектра вулканитов, общее представление о которых демонстрируют примеры некоторых из использованных диаграмм (рис. а-д). Вся совокупность вулканитов разделяется на следующие группы, характеризующие частными диаграммами: 1) океанические базальты типа OIB и E-MORB, сформированные на внутриплитных океанических островах и подводных возвышенностях на различном удалении от зоны спрединга из плюмовых обогащенных источников, соответствующих тренду эволюции мантийных магм; 2) океанические базальты типа T-MORB, формирование которых, вероятно, происходило в обстановке плюма в спрединговой зоне; 3) базальты со смешанными (надсубдукционными+деплетированными составами) характеристиками, для которых можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга; 4) вулканиты дацитового состава островодужного происхождения с надсубдукционными характеристиками.

Наиболее широко распространены океанические базальты типа OIB и E-MORB, они имеют место во всех террейнах и среди образований всех возрастов. Базальты типа T-MORB редки, встречены в ассоциации с известняками пермского возраста в меланже Хабаровского террейна и позднеюрского возраста в Нижнеуссурийском сегменте Киселевско-Маноминского террейна в р-оне п. Снарский. Базальты со смешанными характеристиками встречены в Самаркинском террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями пермского возраста. Островодужные вулканиты дацитового состава представляют собой лавобрекчии, предположительно пермского возраста, в меланже Хабаровского террейна. Вулканиты утицкой свиты имеют островодужные характеристики [2].

Геодинамические ретроспекции и выводы

Таким образом, для пермского времени в пределах западной Палеоокеании реконструируются проявления вулканизма в различных геодинамических условиях: в спрединговой зоне над плюмом, во внутриплитной обстановке океанических островов, в условиях задугового спрединга и в надсубдукционной обстановке. Обнаружение вулканитов, формирование которых, вероятно, происходило в условиях, связанных с островными дугами и задуговым спредингом, свидетельствует о возможном наличии в пермское время на западе Палеоокеании конвергентной границы, подобной современной. В триасово-юрское время широко был проявлен внутриплитный вулканизм на различном удалении от зоны спрединга, в том числе и на значительном, что говорит и о значительном расстоянии между зонами спрединга и конвергенции. Для среднеюрско-раннемелового времени также реконструируется внутриплитный вулканизм на различном удалении от зоны спрединга, но, по-видимому, на меньшем, чем в триасово-юрский этап, судя по меньшей степени обогащения редкими и редкоземельными элементами. В то же время, некоторые юрско-меловые слабо обогащенные базальты ассоциируют с гемипелагическими отложениями, что свидетельствует о приближенности центров вулканизма к зоне субдукции, а также и о приближении спредингового хребта к конвергентной границе. В Снарском районе имеют место базальты типа T-MORB, видимо сформированные над плюмом либо в спрединговом хребте, либо близ него.

Различия в петрохимических составах базальтов можно объяснять различной мощностью литосферы при их формировании, что следует из корреляционного соотношения «[SM/Yb]CN – мощность литосферы», по [5]. Эта зависимость дает возможность сделать

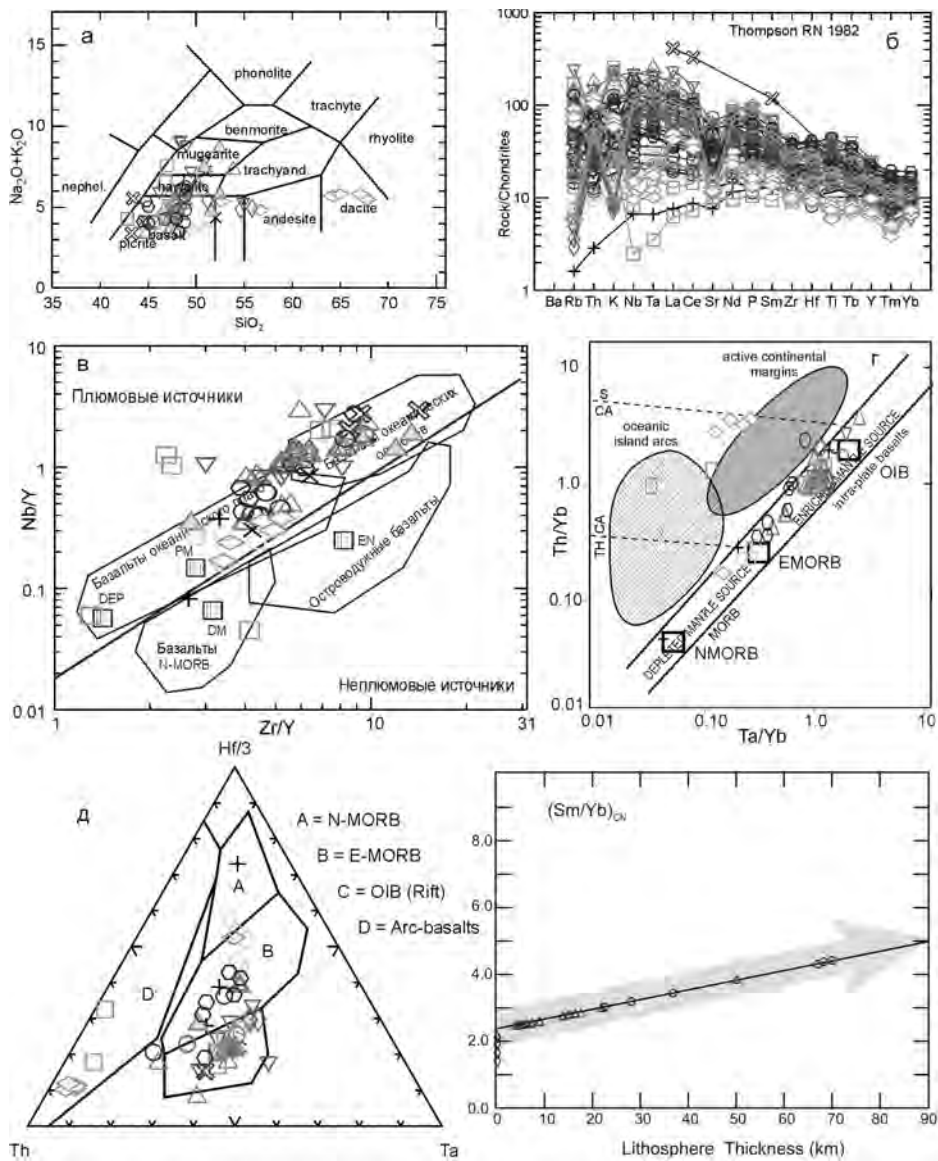


Рис. Примеры петрогеохимических диаграмм вулканитов аккреционных призм.

а–д – для всех вулканитов, е – $[Sm/Yb]_{CN}$ – мощность литосферы (по [5]) для вулканитов Киселевско-Маноминского террейна, здесь значками показаны базальты сегментов: треугольник – Киселевского, звездочка – Маноминского, кружок – Нижнеусурийского (р-он г. Пидорожной), ромб – Нижнеусурийского (р-он п. Снарский).

уточняющие выводы о характере процесса формирования аккреционных призм. Формирование хабаровских внутриплитных базальтов пермского возраста происходило при мощности литосферы 50–60 км, триасового – 70–80 км, а базальтов типа T-MORB – при минимальной мощности литосферы, вероятно в спрединговом хребте. Реконструируемая мощность литосферы при формировании вулканитов Самаркинского террейна имеет

широкий диапазон значений. Минимальная мощность литосферы реконструируется для пермских базальтов со смешанными характеристиками, которые формировались в задуговом спрединговом центре. Внутриплитные пермские базальты формировались при литосфере мощностью 20, 50, 90 км, триасовые – 50–60 км и 90 км, юрские базальты – от 10–50 км Na-серии до 90 км и более K-серии.

Для базальтов различных сегментов Киселевско-Маноминского террейна реконструируется закономерное увеличение палеомощности океанической литосферы, существовавшей при выплавлении базальтов, по простиранию террейна с севера на юг: для базальтов Киселевского сегмента (самого северного) – минимальная – 5–25 км, Маноминского (центрального) – средняя, 30–40 км, Нижнеуссурийского (самого южного) – 25–40 и 65–75 км, максимальная, что возможно является следствием косоного направления движения океанической плиты относительно конвергентной границы (рис. е). Из этой закономерности выпадает р-он п. Снарского Нижнеуссурийского сегмента, для базальтов которого реконструируется минимальная палеомощность литосферы. Это наводит на мысль, что эта толща не принадлежит киселевско-маноминскому комплексу и ее формирование связано с самостоятельной зоной спрединга, возможно короткоживущей, учитывая крайне мало обогащенный характер базальтов и ассоциацию их с известняками. Вывод о внутриплитном океаническом генезисе вулканитов Киселевского сегмента над горячей точкой, подобно вулканитам Гавайского хребта, полученный по петрогеохимическим меткам, подтверждается палеомагнитными данными о формировании киселевских базальтов в раннем мелу на палеошироте, близкой к широте современного о. Гавайи [1], перемещении их в составе океанической плиты и аккреции на конвергентной границе.

Вулканиты утицкой свиты, судя по петрогеохимическим данным, формировались в обстановке вулканической дуги. Палеомагнитные исследования свидетельствуют об автохтонном положении утицкой свиты относительно позднемеловой континентальной окраины [2]. Т.е. киселевский комплекс Киселевско-Маноминского террейна и утицкая свита Журавлевско-Амурского террейна формировались в различных геодинамических обстановках и на разных широтах и были совмещены в результате постгенетических геодинамических перемещений.

Литература

1. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 20–40.
2. Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, гео-химия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 5. С. 3–18.
3. Симаненко В.П., Филиппов Ф.Н., Чащин А.А. Базальты океана Панталасса в Самаркинском террейне (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 23–37.
4. Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чащин А.А., Пунина Т.А. Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 19–33.
5. Humphreys E. R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*. 2009. V. 112. P. 118–136.

П.Ю. Горнов

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ВОСТОКА ЕВРАЗИИ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики ДВО РАН г. Хабаровск

Эффективность геофизических исследований при изучении Земной коры и верхней мантии давно признаны. Одним из основных методов исследований является геотермический, в основе которого лежит изучение распределения теплового потока (ТП) и оценка глубинных температур в литосфере. Температура, давление – основные параметры, определяющие состояние вещества в Земле, его физические свойства, направление и скорость физико-химических реакций.

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 и на ее основе проводить построение различных геотермических моделей [3, 5]. В основу всех геотермических расчетов, моделей, взяты значения ТП, приведенные на карте использованного фактического материала (рис.), составленной по материалам Советских, Российских, Китайских, Корейских, Японских исследователей 1960–2014 г. [2, 6].

Изучаемый регион находится в зоне взаимодействия трех крупнейших литосферных плит Земли: Евразийской, Североамериканской, Тихоокеанской и плит меньшего порядка – Северокитайской, Охотоморской, Амурской, Беринговоморской. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразную геодинамическую обстановку и большую неоднородность измеренных значений ТП. Литосферные плиты, блоки отделены друг от друга разломами, разрывами (швами), как правило, по осевым линиям сейсмических поясов Земли.

Главным индикатором границ плит является сейсмичность. Сейсмические пояса очерчивают главные границы литосферных плит. Границам раздвижения свойственны мелкофокусные землетрясения, в очагах которых регистрируется растяжения поперек простирания этих зон. Границы сближения плит отмечены поясами глубоко-фокусной сейсмичности с преобладанием компоненты сжатия по падению этих зон [4].

Высокая сейсмичность зон взаимодействия литосферных плит характеризуется также повышенными и высокими значениями ТП 60–120 мВт/м², которые в основном, приурочены к областям растяжения со сдвигом (хр. Гаккеля, Байкальский рифт, Татарский пролив). Несколько ниже значения ТП в областях сжатия, сдвиго-сжатия (60–80 мВт/м², юго-восточная часть Байкало-Станового сейсмического пояса, области взаимодействия Амурской плиты с Северо-Китайской плитой).

Тектонические структуры материковой части региона обладают не высокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин ТП тектонических структур имеют небольшой разброс – 50–70 мВт/м², наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов – 90–200 мВт/м² и осадочных, в основном, нефтегазоносных бассейнов региона – 80–90 мВт/м², а наименьшие для докембрийских блоков, массивов и орогенных поясов – 50–60 мВт/м² (табл.).

Тепловой поток докембрийских блоков и массивов, в условиях отсутствия тектономагматической активизации, большой мощностью пород с высокой теплопроводностью,

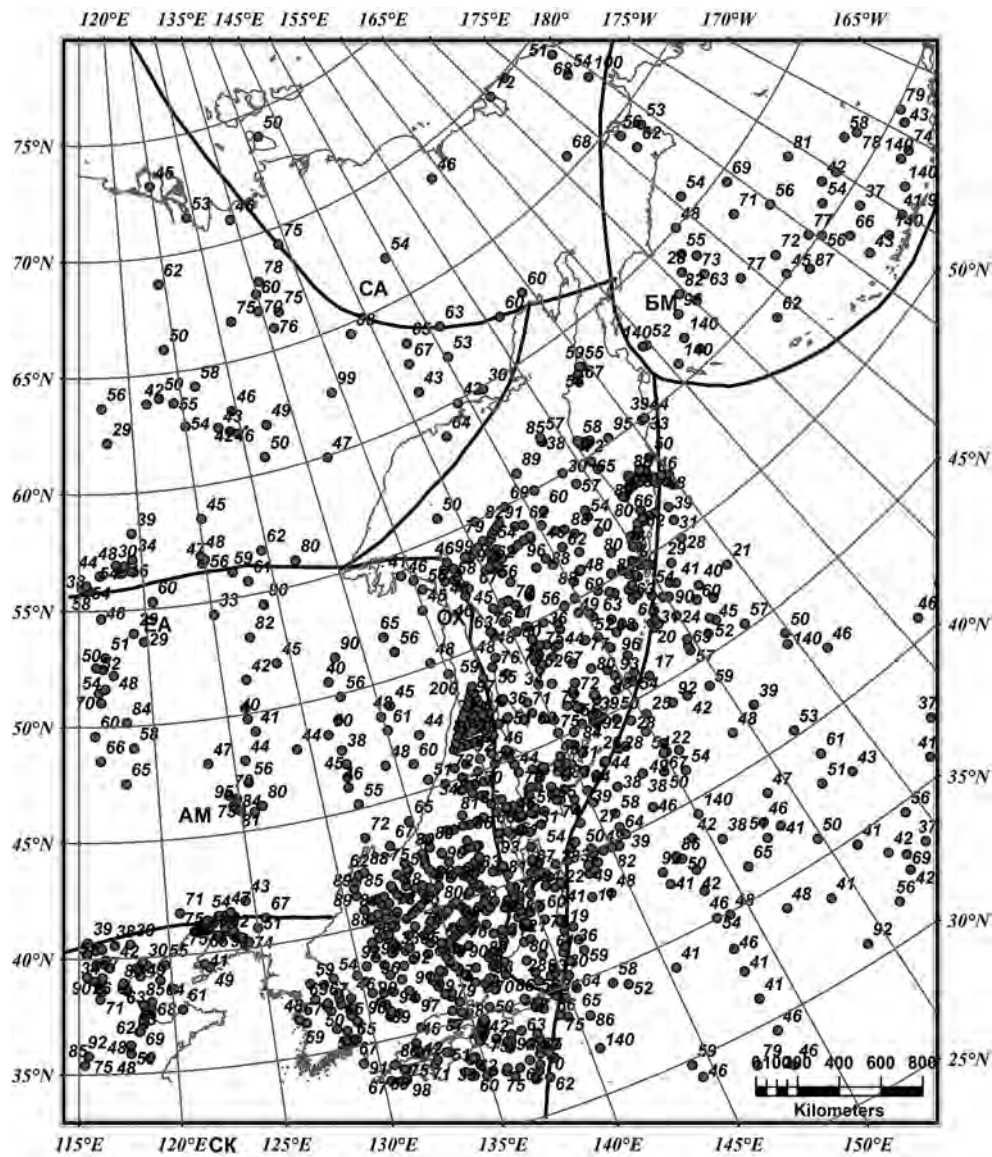


Рис. 1. Карта использованного фактического материала.

Литосферные плиты: СА–Североамериканская; ЕА–Евразийская; АМ–Амурская; СК–Северокитайская; БМ–Берингоморская; ОХ–Охотская. 1. ●–пункты измерения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$).

длительным поверхностным охлаждением, определяется, в основном, радиогенной теплогенерацией горных пород этих образований.

Тепловой поток складчатых структур формировался под влиянием эрозии, наличием структурно-теплофизических неоднородностей, палеоклиматическими вариациями температуры, динамики подземных вод, присутствием циклов позднейшей тектоно–

Таблица. Сводная таблица теплового потока структурных элементов региона.

Структурный элемент	Количество определений	Тепловой поток, мВт/м ²		
		минимальный	средний	максимальный
Докембрийские блоки и массивы	170	20	52	60
Орогенные пояса	140	45	60	69
Вулканогенные пояса	120	40	90	200
Осадочные впадины	280	45	75	90

магматической активизации и механизма преобразования океанической коры в континентальную. Области мезозойско–кайнозойской тектоно-магматической активизации характеризуются современным проявлением вулканизма, многочисленными гидротермальными проявлениями с резко нестационарным режимом подкорового разогрева и с значительной дифференциацией ТП.

Большинство осадочных впадин региона относятся к мезозойско-кайнозойским рифтогенным структурам континентальных окраин, образование которых, возможно, связано с субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты под восточную окраину Евразийского континента. При образовании рифтов происходит перераспределение источников тепла и нарушается условия теплопереноса. В результате изменяется распределение температур и ТП. На проницаемых участках земной коры тепловая энергия интенсивно выносится с продуктами дифференциации мантии, что вызывает общее повышение температур и ТП особенно в зонах гидротермальной активности и вулканизма [1].

Тепловой поток окраинных морей высокий – 80–100 мВт/м² и имеет общую тенденцию – во впадинах, котловинах он значительно выше чем на поднятиях. 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. Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина, ТИНРО, Курильской котловине 87 и более 100 мВт/м². Центральное–Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного ТП – 60 мВт/м². В окрестностях глубоководных желобов ТП понижен, относительно среднеокеанического, и составляет 40–50 мВт/м², в районах Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг ТП повышается до 80–120 мВт/м², в зонах задугового спрединга (впадины Хонсю, Курильская) ТП в отдельных пунктах измерений достигает аномально высоких значений 140–180 мВт/м², что возможно связано с гидротермальной или вулканической деятельностью земных недр.

Заключение

Области взаимодействия литосферных плит северо-востока Евразии характеризуются высокой сейсмичностью, утонением земной коры и повышенными значениями ТП. Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. Как температуры на поверхности Мохоровичича (М), 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 дополнительных источников энергии. В этом случае амплитуда ТП в два–три 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. Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 630–647.
2. Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока <http://www.maps.nrcgit.ru/geoterm/>
3. Тепловое поле недр Сибири // Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Новосибирск: Наука, 1987, 196 с.
4. Тимофеев В.Ю., Ардуков Д.Г., Соловьёв В.М., Шибяев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю., Шестаков В.Н., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Межплитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 4. С. 489–507.
5. Туезов И.К., Епанишников В.Д., Горнов П.Ю. Тепловое поле литосферы северо-востока Азии и северо-западного сектора азиатско-тихоокеанской зоны перехода. Теоретические и экспериментальные исследования геотермического режима акваторий. М: Наука, 1991. С. 146–157.
6. Word Date Center <http://www.wdcb.ru/sep/data.html>

И.М. Дербeko

**БУРЕЯ-ЦЗЯМУСИНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН: ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ–КАЙНОЗОЕ**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Бурья-Цзямусинский супертеррейн (БЦС) является составляющей Амурской плиты. Это одна из наиболее сложных и дискуссионных структур восточной окраины Азии. Основная часть «тела» супертеррейна расположена на территории Китая, где активно изучается исследователями этой страны. Северная граница структуры устанавливается непосредственно на территории Амурской области и определяется по границе с Монголо-Охотским орогенным поясом. На западе и юге супертеррейн по представлению [5], граничит с палеозойскими–раннемезозойскими орогенными поясами: Южномонгольско-Хинганским, Солонкерским, Вундурмиао и Северо-Китайской плитой. Но есть и другие представления о пространственном расположении БЦС (рис.).

По мнению [4] присоединение БЦС к Аргунскому (через Южномонгольско-Хинганский пояс или блок Сунляо по представлениям соседей) произошло во второй половине палеозоя. К Северо-Китайскому кратону – в поздней перми [16]. А затем, уже в составе Амурской плиты, совместно с Северо-Китайским кратоном, он продвигался на север и аккретировал к Сибирской платформе, формируя при этом Монголо-Охотский орогенный пояс и провоцируя закрытие Монголо-Охотского бассейна. При этом разные авторы предполагают различные временные этапы этого процесса: в раннем мелу [7], в поздней юре [17] или в конце палеозоя [6]. Представление о восточной границе БЦС с Баджальским и Хонсю-Сихотэалинским орогенными поясами у всех авторов почти однозначно. Близки представления исследователей и относительно времени коллизии восточных структур и БЦС, которое укладывается в интервал 155–125 Ма [9 и др.].

Объединение крупных геологических объектов, как правило, сопровождаются (фиксируются) магматическими проявлениями. Для северных флангов Аргунского супертеррейна и Южномонгольско-Хинганского (Сунляо) пояса по нашим данным установлены следующие этапы вулканической активности: 147–138 Ма – субщелочной гранит-трахириолитовый комплекс; 140–122 Ма – дифференцированный известково-щелочной вулканоплутонический комплекс; 119–97 Ма – бимодальный вулканоплутонический комплекс; 94 – коньяк–абсарокит – трахиандезитовый внутриплитный [2]. Другая последовательность отмечается в пределах БЦС, где континентальный вулканизм соответствует трем возрастным этапам: начало раннего мела (поздняя юра – 135 Ма) – внутриплитный трахириолитовый комплекс; (120–105 Ма) – надсубдукционные известково-щелочные комплексы пород андезитового состава. Один из этих комплексов является фрагментом островной дуги, которая образовалась на окраине БЦС, в связи с чем, представляет интерес появление в области развития выделяемого автором островодужного комплекса Муданджанского (Mudanjiangian) пояса [9], породы которого отличны от пород БЦС (рис.). 101–99 Ма назад происходит катастрофическое формирование внутриплитного вулканоплутонического комплекса риолитов – щелочных трахидацитов и их плутонических комагматов [2]. Но этот магматический этап не является для территории завершающим. В интервале 99–56 Ма территория БЦС находится в состоянии покоя, фактически это платформа, где накапливаются терригенные осадки. Возможно, в это время супертеррейн дрейфовал на океанической плите Изанага. А примерно 56

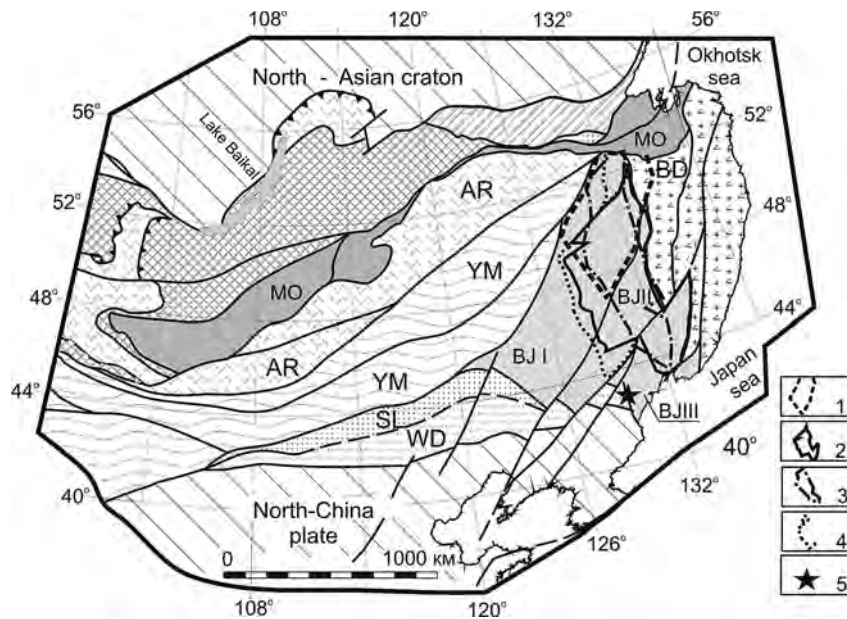


Рис. Схема структурно-тектонического строения Монголо-Охотского орогенного пояса и его южного обрамления по [5]. ВJ – Буря-Цзямусинский супертеррейн и составляющие его террейны: I – Буреинский, II – Цзямусинский, III – Ханкайский. Контуры Буря-Цзямусинского супертеррейна по данным: 1 – [8], 2 – [9], 3 – [10]. Контур Муданджанского (Mudanjianiang) пояса по данным [9]. Поля адакитов с возрастом 55.5 Ма по данным [12] – 5.

Ма назад и, фактически, до нашего времени – 260 лет назад (басс. р. Нэмэрхэ – минеральный источник Удалянчи, Китай) происходит импульсивное излияние вулканитов преимущественно основного состава. При этом, в пределах его южного фланга – на границе с орогенным поясом Вундурмиао (?) формировались типичные адакиты [12], что может указывать на субдукционные процессы в данном регионе.

Для территории Китая [13] разработана схема тектонического развития БЦС, согласно которой в интервале поздняя юра – ранний мел в бассейне Сунляо доминировало растяжение, спровоцированное изменениями движения плиты Изанага. В результате чего около 135 лет назад сформировались рифтообразные структуры, заполнившиеся углесодержащими осадками и вулканитами кислого состава. На нашей территории в этот период формируется аналогичный комплекс с возрастом 136–135 Ма [2]. В интервале 135–120 Ма территория БЦС представляет пассивную континентальную окраину. По представлениям [8] БЦС в это время представлял ещё самостоятельное геологическое тело.

120–105 Ма назад на всей территории БЦС формируются вулканиты с гехимическими метками надсубдукционных образований [2, 12]. 101–99 Ма назад происходит катастрофическое извержение, что выразилось в формировании внутриплитного вулканоплутонического комплекса кислых – щелочных пород на контакте БЦС и Баджальского террейна. Можно предположить, что субдукция 120–105 Ма назад была обусловлена, вероятнее всего, поддвижением именно Баджальского террейна, которая завершилась обрывом и опусканием его слэба и, естественно, активным формированием пород внутриплитного вулканоплутонического комплекса.

Согласно палеомагнитным данным для главных тектонических единиц юга Дальнего Востока [1] в интервале юра–неоген Бурья-Цзямусинский супертеррейн находился на весьма значительном удалении от Северо-Китайской плиты. Есть также палеомагнитные данные [11], согласно которым ширина Монголо-Охотского палеобассейна в поздней юре составляла около 3000 км.

Какая-либо магматическая активность на территории БЦС в интервале 99–56 Ма – отсутствует (не установлена). Вероятнее всего в этот период происходил дрейф, теперь уже, коллажа террейнов согласно движению океанической плиты Изанага [14]. А его присоединение к востоку Азиатского континента состоялось 56–55 Ма назад. Что косвенно подтверждается появлением на контакте БЦС и орогенного пояса Вундурмиао и Северо-Китайской плиты полей адакитов с возрастом 55.5 Ма [12]. А далее, фактически до настоящего времени, на территории БЦС происходит пульсационное излияние лав основного–средне-основного составов с повышенной щелочностью [3] и геохимическими характеристиками внутриплитного магматизма.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Дербек И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT. 2012. 97 с.
3. Дербек И.М., Рассказов С.В. Кайнозойский вулканизм на флангах восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса: Материалы Всерос. научн. симпоз. с междунар. участием. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2010. Т. 1. С. 125–128.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
5. 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.
6. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 4. С. 3–15.
7. Шаров В.Н., Фефелов Н.И., Яблоновский Б.В. и др. Датирование нижнепротерозойских стратифицированных образований Патомского нагорья Pb/Pb методом // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 5. С. 1081–1084.
8. Guo F., Fan W., Gao X. et al. Sr-Nd-Pb isotope mapping of Mesozoic igneous rocks in NE China constraint on tectonic framework and Phanerozoic crustal growth // *Litos*. 2010. V. 120. P. 563–578.
9. Fu-Yuan Wu, Jin-Hui Yang, Ching-Hua Lo, A. Wilde, De-You Sun. and Bor-Ming Jahn. The Heilongjiang Group: A Jurassic accretionary complex in the Jiamusi Massif at the western Pacific margin of northeastern China // *Island Arc*. 2007. V. 16. P. 156–172.
10. Kuo-Lung Wang, William L. Griffin, V.P. Kovach, Yoshiyuki Iizuka. Ancient mantle lithosphere beneath the Khanka massif the Russian Far East: in situ Re-Os evidence // <http://www.researchgate.net/publication/276150676>. 2015
11. Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean with paleomagnetic data from the suture zone // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 148. P. 43–57.
12. Li ChaoWen, Guo Feng, Fan WeiMing & Gao XiaoFeng. Ar-Ar geochronology of Late Mesozoic volcanic rocks from the Yanji area, NE China and tectonic implications // *Sci China Ser D-Earth*. 2007. V. 5, N 4. P. 506–518.
13. Liu Zhaojun, Wang Xiaolin, Lui Wanghu, Xue Fang, Zhao Manping. Formational mechanism of the Songliao and Hailaer Mesozoic basins of Mongholui – Suifenhe geoscience transect region. In: M-SGT geological research group ed. *Geological Research on Lithosphere Structure and its Evolution of Mongholui – Suifenhe Geoscience Transect Region of China*. Beijing: Seismic Publishing House. 1994. P. 14–25 (in Chinese).
14. Maruyama, S., Seno, T. Orogeny and relative plate motions, an example of the Japanese Islands // *Tectonophysics*. 1986. V. 12 (127). P. 305–329.
15. Ming-Dao Sun, Hang-Lin Chen, Feng-Qi Zhang, Simon A. Wilde, Chuan-Wan Dong, Shu-Feng Yang. A 100 Ma bimodal composite dyke complex in the Jiamusi Block, NE China: An indication for lithospheric extension driven by Paleo-Pacific roll-back // *Lithos*. 2012. N 11. P. 1–16.
16. Wilde S.A., Wu F. *Gondwana Research*. 2001. V. 4, N 46. P. 823–824.
17. Zhao X., Coe R.S., Gilder S.A., Frost G.M. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of China: implications for Gondwanaland // *Australian J. Earth Sci.* 1996. V. 3. P. 643–672.

И.Л. Жуланова, А.М. Гагиева, Н.И. Третьякова

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ОМОЛОНСКОГО
ПАЛЕОМИКРОКОНТИНЕНТА К КОРЯКСКОМУ ПАЛЕООКЕАНУ (СЕВЕРО-
ВОСТОК АЗИИ)**

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан*

1. Наблюдаемое тектоническое устройство Северо-Востока Азии (СВА) – территории, расположенной к востоку от Сибирской платформы, обусловлено, согласно господствующей парадигме, взаимодействием Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит. На практике во многом сохраняет свое значение традиционное разделение СВА на мезозойскую Верхояно-Чукотскую складчатую область (ВЧСО) и кайнозойскую – Корякско-Камчатскую (ККСО), в каждой из которых выделяется нисходящий ряд соподчинённых таксонов (складчатые системы, зоны и т.д.). Специфику ВЧСО составляют «жесткие» (влияющие на конфигурацию окружающих складчатых зон) элементы – массивы, поднятия, блоки, в которых обнажается дорифейский фундамент (нижнеархейские супракрустальные мигматит-гранулиты, реже мигматит-амфиболиты, гранитизированные в раннем протерозое). Типоморфный элемент ККСО – разновозрастные офиолитовые пояса. Мезозоиды ориентированы параллельно краю платформы (преимущественно на северо-запад), кайнозоиды – вдоль тихоокеанского побережья (на северо-восток). Тем самым создается эффект их торцового сочленения – яркой, но до сих пор однозначно не истолкованной особенности региональной тектоники.

2. Относительно более ранняя точка зрения связывает формирование приокеанских структур с деструктивно-конструктивными процессами, охватившими с конца мезозоя окраину Северо-Азиатского кратона, современная – с позднемезозойско-кайнозойской аккрецией к краю кратона разнородных тихоокеанских террейнов. Г.Е. Некрасов пришел к заключению, что на западе ККСО – от восточного побережья п-ова Тайгонос до левобережья р. Анадырь – прослеживается цепочка фрагментов плато позднерифейско-среднепалеозойского Корякского океана, в своё время открывавшегося на юго-запад, в обширный Палеоазиатский океан [1, 2]. На тихоокеанском побережье России переход от энсиалических структур к эпиокеаническим наиболее полно вскрыт на траверсе «Омолонский массив – восточное побережье п о ва Тайгонос» (рис.). С геодинамических позиций это отвечает переходу от Омолонского палеомикроконтинента к Корякскому палеоокеану.

3. В мобилистских моделях СВА тектонические элементы с гранито-гнейсовым фундаментом интерпретируются как кратонные террейны – обломки некоего кратона, механически совмещённые со своим современным окружением. Детальный геолого-геохронологический анализ показал, однако, что их тектонотип – Омолонский массив – развивался активно и автономно. С позиций обсуждаемой проблемы особенно важно, что в позднем докембрии и палеозое в его пределах реконструируется последовательный ряд эндогенных процессов, чья специфика предопределялась особенностями строения фундамента [3, 4]. Отчетливее всего в характере рифейско-палеозойских событий прослеживается влияние раннепротерозойской генерации гранито-гнейсовых куполов, становлением которой в центральной части Омолонского палеомикроконт-

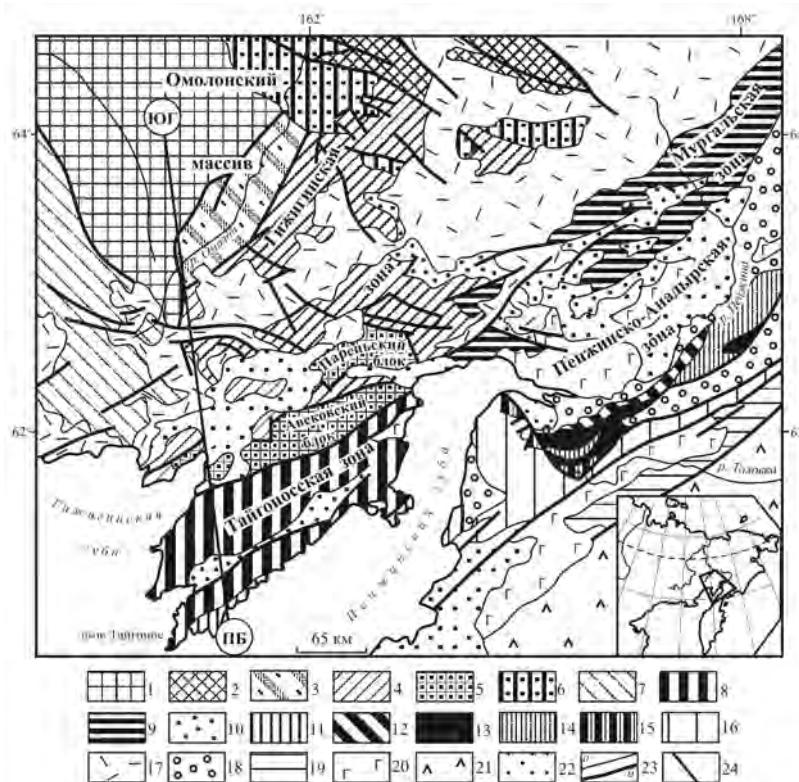


Рис. Тектоническая схема Омолонно-Тайгоносско-Корякского фрагмента северо-западного звена Тихоокеанского тектонического пояса, по [1, 2], упрощено. 1–7 – Омолонский массив; 8–16 – позднемезозойский Тайгоносско-Западно-Корякский складчато-надвиговый пояс; 17 – ранне-позднемиоценовый Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 18 – терригенные комплексы преддуговых прогибов; 19 – позднемезозойско-кайнозойский Корякский складчато-надвиговый пояс; 20 – кайнозойский Западно-Корякский вулканический пояс; 21 – кайнозойский Камчатский складчато-надвиговый пояс; 22 – рыхлые отложения; 23 – геологические границы (а), разломы (б); 24 – линии профиля. В кружках: ЮГ – Юогагирская гранито-гнейсовая глыба, ПБ – Поворотненский офиолитовый блок. Черное – позднерифейско-среднепалеозойские океанические комплексы.

тинента (Юогагирская глыба Омолонского массива) завершилось формирование его континентальной коры [5].

4. Высокая тектоническая активность раннепротерозойских куполов ярко подчеркивается их длительным устойчивым воздыманием, на что указывает огромный хроностратиграфический перерыв между завершением формирования кристаллического фундамента массива и началом накопления его осадочного чехла (соответственно, около 1600 и 800 млн лет назад: конец раннего протерозоя–начало позднего рифея). Главные факторы восходящих движений: 1) дефицит масс раннепротерозойских гранито-гнейсов и метагенных гранитоидов; 2) их разогрев, обусловленный повышенной концентрацией радиоактивных ^{40}K , ^{87}Rb , U , Th . Главные следствия – проявление в позднем докембрии–палеозое двух разнонаправленных процессов: с одной стороны, деструкции фундамента, с другой – его ремобилизации. Деструктивные процессы (разломообразование, динамометаморфизм, массовое внедрение базитовых силлов и даек, Fe-Mg-Ca

метасоматоз), интенсивнее всего протекали около 1 млрд лет назад (рубеж среднего–позднего рифея), вслед за чем в пределах Юкагирской глыбы возникли первые осадочные бассейны, просуществовавшие до конца среднего ордовика. Ремобилизационную природу имеют раннепалеозойские плутоны щелочносиенитового анмандыканского и гранитоидного абкитского комплексов, а также мощные субаэральные преимущественно кислые вулканы среднепалеозойской кедонской серии. И подобно тому как воздымание раннепротерозойских куполов, достигнув к позднему рифею некоторого максимума, породило деструкцию и начало накопления осадочного чехла, так восходящий режим, сопутствовавший в раннем и среднем палеозое большеобъемному кислому магматизму, в позднем палеозое выступил фактором возникновения по периферии Юкагирской глыбы приразломных прогибов с проявлениями мантийного магматизма (березовский габбро-перидотитовый комплекс; базальты, трахибазальты, их туфы в составе толщ среднего-позднего карбона, обрамляющих ареал распространения кедонской серии) [4].

5. История Корякского палеоокеана прослеживается с позднего рифея [1, 2], т.е. близка по времени началу деструкции Омолонского палеомикроконтинента. Оба события приурочены к гренвилльскому геотектоническому рубежу (сейчас описывается моделью распада суперконтинента Родиния). Историко-геологический анализ траверса «Омолонский массив – восточное побережье п-ова Тайгонос» позволяет предметно проследить динамику корообразования в структурах, разделяющих ныне древнее ядро Омолонского палеомикроконтинента и офиолиты Тайгоноса (Поворотненский блок), представляющие северо-западный край Корякского палеоокеана. Траверс пересекает (1) Гижигинский прогиб, где отложения того же, что и в чехле Юкагирской глыбы, возрастного диапазона характеризуются преимущественно терригенным составом и на порядок большими мощностями, (2) Авековский кристаллический блок, (3) Тайгоносский отрезок позднемезозойского Тайгоносско-Западно-Корякского складчато-надвигового пояса, состоящий из серии узких тесно сближенных зон северо-восточного простирания, выполненных мощными осадочно-вулканогенными толщами средней перми–раннего мела, и через крупнейший в районе Восточно-Тайгоносский гранитоидный массив выходит (4) в зону офиолитов.

6. В первых плито-тектонических реконструкциях сложное устройство территории, заключенной между Авековским блоком и офиолитами, объяснялось катастрофически быстрым причленением к подножию гипотетической континентальной окраины фрагментов островных дуг, развивавшихся в позднем палеозое – раннем мезозое где-то в Пращапифике [6]. При составлении серийных легенд к новому поколению государственных геологических карт выявилась, напротив, вполне закономерная картина эволюции рассматриваемой территории, главным индикатором чего выступают меловые гранитоиды, внедрением которых завершилось развитие поздних мезозоид [7]. Совокупность гранитоидных массивов распадается на два параллельных ряда: Тайгоносский и Гижигинский, в каждом из которых относительно более древние раннемеловые комплексы обнажаются в поднятиях (соответственно Южно-Тайгоносский антиклинорий, Авековский горст-антиклинорий), а относительно более молодые (раннемеловые и ранне-позднемеловые) – в прогибах (Северо-Тайгоносский синклинорий, осевая часть Гижигинской зоны). Для поднятий характерна растянутость магматизма во времени и дискретность внедрения магм разной основности (габбро-плагиогранитная формация); в паузах между импульсами внедрения здесь фиксируются проявления динамотермального метаморфизма. Массивы, расположенные в прогибах, несут признаки длительной

эволюции магм на глубине и последующего быстрого подъема. Совокупность признаков позволяет увязать формирование меловых гранитоидов с функционированием двух субпараллельно ориентированных магмаконтролирующих разломов, наклоненных под континент.

7. Фундаментом поздних мезозойских п-ова Тайгонос служила южная периферия Омолонского палеомикроконтинента, сложенная слабо гранитизированными парапородами гнейсово-амфиболитовой формации архея (екатерининская серия), мощный разрез которой вскрыт на западном берегу Гижигинской губы [5]. Ей же принадлежат, по нашим данным, многокилометровые лентообразные ксенолиты параметаморфических толщ, включенные в раннемеловые гранитоиды Восточно-Тайгоносского массива. Корякский палеоокеан на восточном побережье п-ова Тайгонос представлен двумя разновозрастными ассоциациями, которые в широком смысле могут быть определены как офиолитовые: предположительно раннепалеозойской и позднепермско-юрской. Особенности состава относительно более древней из них позволяют говорить о былой латеральной литолого-геохимической зональности Корякского палеоокеана близ его границы с Омолонским палеомикроконтинентом.

8. Для суждения о природе ложа, на котором накапливались океанические рифейско-палеозойские комплексы, особый интерес представляют породы глубинного облика (диафторированные гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранатовые сланцы, амфиболиты), слагающие небольшие блоки, сопряженные с ультрамафитами в офиолитах Пенжинско-Анадырской складчатой зоны [1]. Аналогичные породы, известные на севере ККСО (хр. Пекульней), интерпретированы нами как тектонические отторженцы ее древнего кристаллического фундамента, и такая же природа предполагается для амфиболовых эклогитов и амфиболитов из аполерцолитового меланжа Поворотненского блока [5]. Геодинамическое истолкование этих взаимоотношений (в т.ч. неслучайный характер «торцового» сочленения структур ВЧСО и ККСО) предложен в единой купольно-депрессивной модели формирования древней континентальной коры Северо-Востока Азии и зоны южного обрамления Сибирской платформы [8]. Этим независимо подтверждаются реконструкции Г.Е. Некрасова, согласно которым, Корякский палеоокеан изначально составлял элемент Палеоазиатского (Алтае-Корякского) океана, а не Прапацифики.

Литература

1. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты Запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
2. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
3. Шевченко В.М. Докембрийский фундамент и раннепалеозойская активизация Омолонского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1984. 19 с.
4. Гагиева А.М. Эндогенные события в позднедокембрийской и палеозойской истории Омолонского массива: сопоставление геологических и геохронометрических данных: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. М.: РУДН, 2013. 27 с.
5. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
7. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б. Гранитоидные комплексы в складчатых зонах мезозой к югу от Омолонского срединного массива: возраст и тектоника // Наука Северо-Востока России – начало века. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 82–86.
8. Жуланова И.Л. Мезо-кайнозойские складчатые структуры Северо-Востока Азии и Сибирская платформа: древние корни современной пространственной связи // Проблемы плейст- и плюм-тектоники в докембрии. СПб: ИГГД РАН, 2011. С. 128–134.

П.С. Зимин

**ТЕКТОНИКА И РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО
МАГНИТНЫМ ДАННЫМ**

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

Японское море является окраинным морем в системе островодужных активных окраин Тихого океана и рассматривается бассейном, где происходил диффузный или рассеянный спрединг по причине отсутствия симметрично расположенных линейных магнитных аномалий [3]. Публикации японских исследователей также противоречивы, когда касается районов распространения линейных аномалий и структуры магнитоактивного слоя в Японском море [5, 7].

Центральная котловина занимает северную половину Японского моря и вопросы ее развития являются ключевыми в проблеме образования Японского моря. Следует выделить результаты палеомагнитных исследований Японских островов [9, 10] показавших различные палеонаправления намагниченности для разновозрастных пород пород северной и южной Японии – причину изгиба островной дуги и одновременно зоны расширения Японского моря при его образовании.

Автор представляет результаты анализа карты аномального магнитного поля на акваторию Центральной котловины Японского моря являющуюся итогом многолетних гидромагнитных исследований в Японском море ученых России (ТОИ ДВО РАН) и Японии (Университет Чикаго). На информативность карт аномального магнитного поля влияют точность и чувствительность магнитометров, точность определения местоположения в точке регистрации поля, надежность используемых моделей полного геомагнитного поля, учет вариаций геомагнитного поля и плотность профилей съемки. Построенная карта аномального магнитного поля наиболее полно из существующих для Центральной котловины [2, 4, 6, 8] удовлетворяет вышеперечисленным требованиям.

Положительными аномалиями четко фиксируются вулканические постройки сформированные базальтами в котловине, в том числе закрытые осадочным чехлом, а также наложенные вулканические постройки на возвышенностях представляющих собой фрагменты континентальной коры. В восточной и центральной частях котловины авторами [5] отмечалось существование линейных аномалий, имеющих в отдельных фрагментах котловины различное простираение и свидетельствующих о стадии спрединга при образовании котловины.

Природа аномалий магнитного поля для Центральной котловины разобрана в публикации [1], где отмечается преобладание остаточной намагниченности над индуктивной для базальтоидов изливавшихся в подводных условиях, дайки и силы хоть и имеют остаточную намагниченность, но за счет высокой индуктивной компоненты в условиях современного направления геомагнитного поля также должны проявляться положительными аномалиями. Природа линейных аномалий Центральной котловины становится понятна, когда при пересчете аномалий на высоту в 5 км они исчезают, что говорит о их верхнекоровом положении в интервале 2–3 км.

Использование технологии затененного рельефа при анализе карты аномального магнитного поля позволило проследить систему линейностей магнитных аномалий восточной части котловины в западном направлении до меридиана возвышенности Бо-

горова. Форма аномалий показывает, что классический тип образующихся при спрединге линейных магнитных аномалий сопровождался образованием мелких вулканических структур по типу смещения «горячей точки» в направлении расширения котловины, усложняя картину аномалий. Линейности магнитных аномалий прослеживаемые в западную часть Центральной котловины образовывались по Z – типу, при этом СВ-ЮЗ направления являлись не только смещающими, но и заполнялись новообразованным дном основного состава, как и субширотные, при расширении западной части котловины в ЮВ направлении.

Линейности карты аномального магнитного поля позволяют выделить две системы разломов имевших место в процессе образования котловины – первая С-Ю? (или СВ-ЮЗ), 3-В направлений работала на начальной стадии открытия котловины и отражает образование рифта на континентальной коре в конце олигоцена с внедрением тел основного состава в границы рифта, северная часть которого в настоящее время является основанием континентального склона южного Приморья, и вторая СВ-ЮЗ, СВВ-ЮЗЗ направлений работавшая на следующей главной основной стадии открытия котловины сопровождалась спредингом с образованием линейных магнитных аномалий. Соответствие рельефных форм континентального склона южного Приморья и Северной Кореи с западным и северным склоном возвышенности Ямато и структура линейностей магнитных аномалий позволяют сделать вывод, что процесс движения возвышенности Ямато происходил от континента в ЮВ направлении также в две стадии, практически без разворота.

Литература

1. Зимин П.С. Аномальное магнитное поле и природа магнитоактивного слоя северо-западной части Японского моря: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2002. 133 с.
2. Красный М.Л. Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря // Труды Сах-КНИИ. Вып. 20. 1969. С. 227–234.
3. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: Изд-во МГУ. 1995. 480 с.
4. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря М.: Наука, 1978. 76 с.
5. Nakasa Y., N.Kinoshita H. A. Supplement to Magnetic Anomaly of the Japan Sea // J. Geomag. Geoelectr. 1994. N 46. P. 481–500/
6. Ishihara T., Kisimoto K. Magnetic anomaly map of East Asia 1:4,000,000. CD-ROM Version. Geological Survey of Japan and Coordinating Committee for Coastal and Offshore Geoscience Programmes in East and Southeast Asia (CCOP) Published by Geological Survey of Japan. Asahi Printing Co. Ltd. 1996.
7. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: synthesis // J. Geophys. Res. 1994. N 99. P. 22.237–22.259
8. Okubo Y., Makino M., Kasuga S., Isezaki N., Yamazaki T., Ishihara T., Nakatsuka T. Magnetic Anomalies of Japan and Adjoining Areas // J. Geomag. Geoelectr. 1994. N 46. P. 411–421.
9. Otofujii, Y., Miura, D., Takaba, K., Takemoto, K., Narumoto, K., Zaman, H., Inokuchi H., Kulinich, R.G., Zimin, P.S., Sakhno, V.G. Counter-clockwise rotation of the eastern part of the Mongolia block: Early Cretaceous paleomagnetic results from Bikin, Far Eastern Russia // Geophys. J. Int. 2006. N 164. P. 15–24.
10. Otofujii, Y., Matsuda, T. Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan // Earth Planet. Sci. Letts. 1983. N 62. 349–359.

Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов

**ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
ОКЕАНИЧЕСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУР ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА
РОССИИ**

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

Введение. Изученная территория включает окраину континента от Магадана до юга Приморья и прилегающие Охотское и Японское моря. В тектоническом отношении – это область взаимодействия Евроазиатской, Амурской, Охотской, Тихоокеанской и Североамериканской плит. Центральное место занимает Охотская плита, поскольку она граничит со всеми указанными плитами. Наиболее надежно определяется ее южная граница с Тихоокеанской плитой по Курило-Камчатскому сейсмическому поясу [1, 5]. Северная граница с Северо-Американской и Евразийской плитами и восточная с Амурской, до сих пор являются предметом дискуссий. Поэтому взаимоотношение структур в пограничной области являются предметом дискуссии многих исследователей [2, 4–6, 8].

Цель настоящих исследований – изучить особенности распределения плотностных неоднородностей в области сочленения континентальных и морских структур Охотоморской и Япономорской окраин Азии.

Методика. В качестве исходной информации нами выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5000000. Это обусловлено несколькими причинами. Во-первых – это площадная информация, равномерно покрывающая и континентальную и морскую часть территории. Во-вторых – гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину. В-третьих в гравитационном поле блоковая делимость литосферы отражается достаточно надежно, а межблоковые границы контрастно проявлены.

Для анализа использован комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад – 3D» [3], который позволяет строить плотностные 3D модели. Их особенности можно представить в виде серии карт разноглубинных срезов и производных по ним разрезов. По результатам обработки исходной информации поля построена петроплотностная модель для всего региона и более детальные уточняющие модели для отдельных территорий. На рис. 1 представлена плотностная модель всей изученной территории до глубины 270 км. Все разрезы по глубине делятся на две части: более расчлененную верхнюю часть разреза и менее расчлененную нижнюю. Исходя из глубины этой границы, можно предположить, что она соответствует нижней границе литосферы. Наиболее мощная литосфера наблюдается на профиле 1 в пределах Сибирской платформы и Охотского массива (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) и на профиле 4 (Буреинский массив). Минимальная – в океане в пределах Курило-Камчатского желоба и Дерюгинской впадине, а на континенте – в Монголо-Охотской орогенной области (Профиль 3). Начиная с 4-го профиля четко прослеживается уменьшение мощности литосферы от континента в акваторию моря. На втором и третьем профиле региональный тренд мощности литосферы остается на уровне и на континенте и на море. От структуры к структуре меняется морфология плотностных неоднородностей литосферы. Горизонтально слоистая среда характерна для древних структур – Сибирской платформы, Становой гранит-зеленокаменной области, Охотского, Буреинского, Ханкайского массивов. Для более молодых

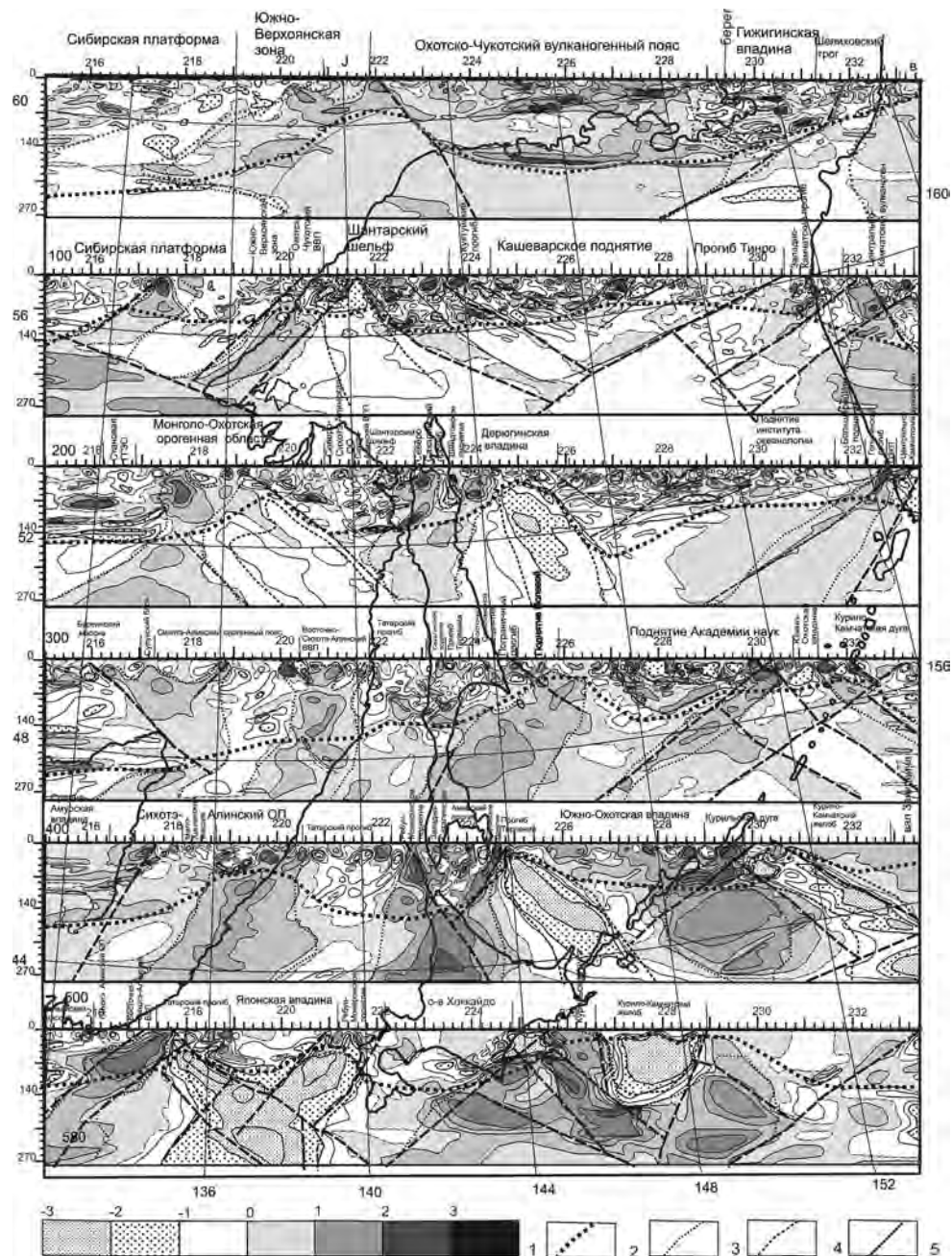


Рис. Плотностные неоднородности литосферы области сочленения континент – океан юга Дальнего Востока России.

1 – шкала раскраски избыточной плотности на плотностных разрезах; 2 – граница расчлененных локальных плотностных аномалий верхней части разрезов предполагаемая граница подошвы литосферы (литосферные структуры синклинального типа); 3 – блоки повышенной плотности литосферы и мантии, продуцирующие мантийные диапиры; 4 – дискордантные блоки пониженной плотности; 5 – элементы слоистости в структурах синклинального типа.

орогенных областей характерна мозаичная структура распределения плотностных неоднородностей – Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской, Хоккайдо-Сахалинской.

На каждом профиле имеются подъемы мантии (мантийные диапиры) повышенной и пониженной плотности. На континенте мантийные диапировые структуры повышенной плотности отмечены на границах разновозрастных структур: Сибирская платформа – Южно-Верхоянская зона (профиль 100); Южно-Верхоянская зона – Охотский массив (профиль 0,100); Становая ГЗО – Монголо-Охотская складчатая область, Олюторско-Западно-Камчатский прогиб – Центрально-Камчатский вулканоген (профиль 200); Сихотэ-Алинский орогенный пояс – Буреинский массив (профиль 300).

Мантийные структуры повышенной плотности также характерны и для окраинных вулcano-плутонических поясов – Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского. Особенно четко такая структура следует под Восточно-Сихотэ-Алинским поясом, где она отмечена на 4-х профилях 500-200. Начало ее отмечается на Северном Сахалине, и лишь ее небольшое ответвление уходит на северный Сихотэ-Алинь заканчивается в Татарском проливе вдоль Южного Приморья. Параллельная указанной, но несколько короче картируется на профиле 300-400 от поднятия Полевой до Ребун-Монеронского поднятия на юге Сахалина, где она расчленена на два рукава – поднятия западного и Восточного Сахалина. Вероятно, такие структуры повышенной плотности сформировались в результате сжатия в процессе коллизии плит.

В пределах морских разрезов выделяются дискордантные мантийные структуры пониженной плотности. На поверхности они соотносятся с морскими рифтогенными впадинами: Шантарский шельф (профиль 100), Дерюгинская впадина (профиль 200), прогиб Терпения (профиль 400), Курило-Камчатский желоб (профиль 400-500), Татарский пролив и впадина Японского моря (профиль 500-300), юго-восточная часть о-ва Хоккайдо. Многими исследователями они связываются с внедрением астеносферы в литосферу, отмечается их большая роль в формировании месторождений углеводородов [1, 8]. Однако не все морские впадины контролируются мантийными разуплотненными структурами. Западно-Камчатский и Южно-Охотский прогибы, прогиб Голицына, прогиб Пограничный контролируются высокоплотной мантией, что говорит о том, что генезис их диапировых структур отличен от выше указанных. Так для Западно-Камчатского прогиба и прогиба Голицына вероятнее всего характерны коллизионные процессы сжатия. В то же время для Южно-Охотского прогиба такое повышение вызвано, скорее всего, гравитационным эффектом уплотнённой субдукцирующей плиты. А сама Южно-Охотская котловина раскрывалась путем наращивания новообразованной коры по механизму спрединга в процессе смещения зоны субдукции по модели «roll back», т.е. «откат назад» [7].

На профиле 100, 200, 300 выделяется литосферная синклиальная структура, со сложным распределением плотностных неоднородностей в литосфере, которые отражают, вероятно, тектонические процессы в пределах Охотской плиты в более ранние этапы развития. На поверхности ей соответствуют поднятия кайнозойского рельефа которые образовались уже в период кайнозойского рифтогенеза.

Таким образом, выполненные работы показывают, что литосфера и мантия разных тектонических структур имеет разную выраженность в особенностях гравитационного поля, что в последующем поможет разработать механизмы их эволюции.

Литература

1. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 98 с.
2. Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф. Разрывная тектоника области сочленения континент–океан юга Российской части Восточной Азии / Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф.: сб докладов в 2-томах. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014, Т. 1. С. 21–25.
3. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 М. / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М. 2000. 193 с.
5. Петрищевский А. М., Злобин Т. К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона Ученые записки Сахалинского государственного университета. Сб. научных статей. Вып. 4 / Под ред. Т.К. Злобина. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С. 10–20.
6. Родников А. Г., Туезов И. К., Харахинов В. В. (отв. ред.) Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Геофизический комитет, М., 1996.
7. Сеначин В.Н. Аномалии “свободной поверхности мантии” Охотоморского региона и их связь с глубинными процессами // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 5. С. 50–65.
8. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

И.К. Козаков¹, А. Kröner², В.П. Ковач¹

**РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП В ФОРМИРОВАНИИ ФУНДАМЕНТА
ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

¹ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

²Department of Geosciences, University of Mainz, 55099 Mainz, Germany

Строение раннепалеозойской складчатой области восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса определяется сочетанием неопротерозойских* и раннепалеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов и блоков с докембрийским фундаментом (микроконтинентов). В состав Дзабханского микроконтинента ранее включались собственно Дзабханский и Байдарикский блоки, а также блоки Тарбагатайской и Сонгинской групп, относимые к выступам раннедокембрийского фундамента или, позднее, к «кратонным террейнам» [6]. Однако раннедокембрийский возраст кристаллических комплексов этих структур обоснован только для пород северо-западной части Байдарикского блока и идерского комплекса Тарбагатайской группы блоков докембрия и фундамента «Гарганской глыбы» [2, 8]. Результаты исследований последних лет дают основание полагать, что блоки докембрийской континентальной коры, выделяемые как микроконтиненты, представляют собой композитные террейны с гетерогенным фундаментом. Кристаллические породы, которые рассматривались как типовые образования раннедокембрийского фундамента Дзабханского блока, развиты, главным образом, в его северной и северо-западной частях. Однако их формирование связано с процессами неопротерозойского тектогенеза. Для них установлены мезопротерозойские (1.3–1.2 млрд лет) значения Nd модельных возрастов» [4]. Отдельные фрагменты высокоградных метаморфических пород, неопротерозойских гранитоидов и перекрывающих их толщ доломитов цаганоломской свиты эдиакария прослеживаются среди поля палеозойских гранитов в юго-восточном направлении до восточной окраины Дзабханского блока. В южной части Дзабханского блока развиты вулканогенные и терригенно-вулканогенные породы дзабханской серии тония. В ее нижней части преобладают базальты, андезибазальты, андезиты, и, в меньшей степени, риолиты, а в верхней – вулканиты кислого состава, туфы и пестроцветные алеврито-песчаники. U-Pb методом (TIMS) для цирконов риолитов дзабханской серии были получены оценки возраста 802 ± 1 , 797 ± 1 , млн лет [7]. Однако прямые соотношения высокоградных пород, относимых к образованиям фундамента, и вулканитов дзабханской свиты не выявлены.

Породы терригенной ассоциации дзабханской серии представлены в северо-восточной части Дзабханского блока. Она включает аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. В Баяннурской зоне Сонгинской группы блоков докембрия сходная по составу терригенная толща дзабханской серии рассматривается нами в составе образований аккреционной призмы холбонурского комплекса, сформированной в интервале 874–790 млн лет [3]. Однако нельзя исключать, что терригенные породы дзабханской серии, хотя бы частично, могут относиться к толще чехла северной части Дзабханского

*При обозначении возрастных границ подразделений неопротерозоя использована Международная хроностратиграфическая шкала 2016 года (INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART / International Commission on Stratigraphy/ 2016

блока. Для риолитов островодужной ассоциации холбонурского комплекса установлен возраст риолитов 888 ± 2 млн лет [5]. Следует подчеркнуть, что типовые породы кристаллического фундамента Дзабханского блока (гнейсы, мигматиты, гнейсограниты) не установлены в гальках конгломератов терригенной ассоциации дзабханской серии как в пределах Дзабханского блока, так и Сонгинской группы блоков. Исходя из характера состава и возраста данной толщи конгломератов, можно полагать, что на установленном рубеже существовала вулканическая дуга, породы которой выступали в качестве главного источника терригенных пород аккреционной призмы [1, 4].

Полученные к настоящему времени результаты дали основание рассматривать Дзабханский блок как композитный террейн, строение которого определяется сочетанием тектонических пластин разного масштаба. В сдвиговых зонах, разделяющих эти пластины, присутствуют тела серпентинитов. В пластинах представлены породы неопротерозойских высокоградных метаморфических комплексов, терригенные породы аккреционной призмы, а также породы терригенной и терригенно-вулканогенной ассоциации дзабханской серии неопротерозоя (тония). В юго-западной части блока была выделена зона меланжа, в которой наряду с тектоническими пластинами, сложенными породами, характерными для образований его неопротерозойского фундамента (гнейсы, мигматиты, гнейсограниты, гранитоиды Дзабханского батолита), представлены также породы островодужных вулкано-плутонических ассоциаций двух возрастных групп. Поздняя ассоциация включает базальты, андезибазальты, реже андезиты, риолиты, конгломераты и песчаники, отнесенные к терригенно-вулканогенной ассоциации дзабханской серии. Породы более ранней островодужной ассоциации метаморфизованы на уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. В ее составе представлены апобазальтовые амфиболовые сланцы, амфиболиты, плагиогнейсы, мраморизованные известняки, метаконгломераты, кварцитосланцы. В осевой части зоны этого меланжа (район сомона Дурвленин) породы ранней островодужной ассоциации прорваны массивом метатрондьемитов. Метатрондьемиты содержат включения (ксенолиты) роговообманковых метагабброидов и в то же время секутся дайковыми телами роговообманковых метагабброидов. Метаморфизм пород массива даек, как и вмещающих их пород, происходил на уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. По возрасту этот метаморфизм можно коррелировать с метаморфизмом, проявленным в баяннурском метаморфическом комплексе Сонгинской группы блоков докембрия. Здесь становление син- и постметаморфических гранитоидов происходило 802 ± 6 и 790 ± 3 млн лет назад, соответственно [3]. Близкая оценка возраста (786 ± 6 млн лет) установлена для постметаморфических трондьемитов Дзабханского блока [4].

Геохронологические исследования циркона (U-Pb метод SHRIMP II) были выполнены А. Кренером (A. Kröner) в Beijing SHRIMP Centre Академии геологических наук Китая, Пекин. Для метатрондьемитов установлены значения возраста 959 ± 8 и 944 ± 6 млн лет, а для метагаббро дайкового тела 930 ± 6 млн лет.

По химическому составу метабазиты (дайки и включения в трондьемитах) соответствуют низкотитанистым высокоглиноземистым габбро и базальтам. Метатрондьемиты относятся к низкоглиноземистому «океаническому» типу (гранитоиды М-типа). Породы рассматриваемой ассоциации характеризуются низкими содержаниями редких элементов, слабо фракционированным характером их распределения, слабым обеднением или обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых, отрицательными аномалиями Nb, Ta, P и Ti. В целом, по своим геохимическим особенностям метагаббро

и метатрондьемиты сходны с породами современных энсиматических островных дуг. Метатрондьемиты характеризуются высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1707–0.1723) и положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +5.8 до +6.1. Близкие высокие положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +4.4$ имеют и метагабброиды. Источником исходных расплавов метагабброидов и метатрондьемитов, вероятно, являлась надсубдукционная деплетированная мантия. Формирование исходных расплавов метатрондьемитов может быть связано с процессами частичного плавления метабазальтов при $P \sim 3\text{--}7$ кбар в равновесии с плагиоклаз-пироксеновым реститом.

Полученные данные дают основание выделять в структуре фундамента Дзабханского блока островодужные ассоциации двух возрастных групп. Формирование ранней происходило в интервале около 960–940, поздней 800–790 млн лет назад. В Сонгинской группе блоков докембрия формирование островодужной ассоциации холбонурского комплекса установлено в интервале 890–860 млн лет, что коррелируется с ранним эпизодом регионального метаморфизма в кристаллических образованиях фундамента Дзабханского блока

Предполагается, что суперконтинент Родиния с относительно стабильной конфигурацией существовал в интервале около 1000–850 млн лет, после чего в структурах древних кратонов фиксируются процессы дивергенции, определяющие ранние стадии распада Родинии. При этом параллельно с процессами дивергенции в пределах суперконтинента в палеоокеанической области его обрамления началось заложение и дальнейшее развитие зон конвергенции и, соответственно, формирование континентальной коры.

Результаты многочисленных исследований свидетельствуют о масштабном проявлении в структурах восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса неопротерозойских (880–780 млн лет) процессов конвергенции. Иными словами, процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались развитием зон конвергенции в его обрамлении.

Проявление процессов конвергенции в установленном интервале (~965–940 млн лет) происходило в палеоокеанической области в период, для которого предполагается существование суперконтинента или поздние стадии его образования. С этих позиций можно предполагать, что свидетельства ювенильного корообразования в структурах Центральной Азии характеризуют поздние стадии развития палеоокеанического бассейна, который существовал до начала распада суперконтинента Родиния.

Работа выполнена при поддержке (проекта РФФИ № 14-05-00208) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее".

Литература

1. Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21, № 5. С. 451–4693.
2. Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 445–464.
3. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. и др. Позднерифейский возраст конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 5 С. 21–35.
4. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В., и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22, № 5. С. 516–545.

5. Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Сальникова Е. Б., и др. Строение, возраст и условия формирования раннеопротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // Докл. РАН. 2015. Т. 465, № 1. С. 73–77.
6. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *Journal of Asian Earth Science*. 2002. V. 21. P. 87–110.
7. Bold U., Smith E.F., Rooney A.D., et al. Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // *American Journal of Science*, V. 316, January. 2016. P. 1–63.
8. Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K., et al. Zircon ages and Nd–Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // *Gondwana Research* 27 (2015). 1392–1406.

**В.К. Кузьмин¹, В.А. Глебовицкий^{2,3}, В.Ф. Проскурнин¹,
Е.С. Богомолов^{1,2}, В.Н. Зелепугин¹, Н.В. Родионов¹,
Ю.Ю. Юрченко¹**

**ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЮРОВСКОГО
ПОДНЯТИЯ (ОХОТСКИЙ МАССИВ) – U-Pb-SHRIMP ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И
SM-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ**

¹ФГБУН Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, г. Москва

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

При изучении ранней геологической истории Земли наиболее важными и дискуссионными проблемами являются определение времени зарождения, этапов эволюции и роста древнейшей континентальной коры. Для их решения максимально информативны методы изотопной геохимии в комплексе с прямыми геохронологическими исследованиями древнейших кристаллических пород. Полученные нами первые результаты U-Pb-SHRIMP геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаморфических пород Юровского поднятия позволяют пересмотреть сложившиеся представления о сходстве их состава и возраста с палеоархейскими образованиями Кухтуйского поднятия и отнести их формирование к палеопротерозойскому времени.

Охотский массив (ОХМ) представляет собой важнейший структурный элемент Азиатского сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. Разобщенные выходы раннедокембрийских высокоградных метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций ОХМ, перекрытые с угловым несогласием фрагментами терригенно-осадочного платформенного чехла рифейско-палеозойского возраста, образуют ряд поднятий, выступающих из-под полого залегающих мезозойских вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса: Кухтуйское, Юровское, Верхнемайское, Уйское. Полученные в 60–70-е годы структурно-геологические и петрографические данные о сходстве геологических разрезов, характера структур и стиля дислокаций, состава и степени метаморфизма пород дорифейского разреза позволили исследователям рассматривать все эти поднятия в качестве единого архейского фундамента ОХМ. В современных работах кристаллический фундамент (охотский комплекс) ОХМ обычно характеризуется по материалам, полученным при изучении наиболее крупного Кухтуйского поднятия (КХП) [1–3].

Наши данные последнего десятилетия [4, 6] о внутреннем строении, составе и времени формирования метаморфических толщ КХП позволили прийти к заключению, что охотский комплекс представляет собой сложное сочетание разновозрастных образований, причем доминирующую роль в структуре КХП играют палеоархейские плагиогнейсы, гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, для которых U-Pb-SHRIMP методом по цирконам определены возрастные значения в интервале 3.2–3.6 млрд лет и лишь небольшая часть пород относится к древнейшим эоархейским (3.6–3.7 млрд лет) и палеопротерозойским (1.9–2.0 млрд лет) образованиям. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования пород также свидетельствуют о весьма древнем палеоархейском и эоархейском возрасте протолита метаморфических образований КХП. Метаморфизм КХП проявлялся многократно. Выделяются следующие его события, установленные в

архейских и протерозойских комплексах в Р-Т условиях гранулитовой и амфиболитовой фации: 3.25, 2.7, 2.6, 2.0, 1.9 и 1.8 млрд. лет [4, 6]. Эти геохронологические и изотопно-геохимические данные позволяют рассматривать КХП как ядро древнейшей палеоархейской изотопной провинции на территории Северо-Востока России. В Юровском поднятии (ЮРП) подобные исследования не проводились. Структурно-геологические, петрологические и геохронологические данные весьма скудны или отсутствуют, и сейчас считается, что метаморфический комплекс ЮРП, расположенный всего в 110 км к юго-западу от КХП представляет собой его продолжение и сложен архейскими породами. Чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел, нами были проведены исследования метаморфических пород ЮРП.

ЮРП расположено в междуречье Урак-Юровка-Американ, имеет в плане угловатую форму (60×45 км) и представляет собой сложно построенную структуру, состоящую из системы тектонических блоков. В сводном разрезе поднятия выделяются три структурных этажа, разделенные крупными перерывами и угловыми несогласиями. Верхний структурный этаж обрамляет ЮРП и представлен субгоризонтально залегающими меловыми и палеогеновыми вулканитами Охотско-Чукотского пояса, мощность которых в пределах ЮРП не превышает 0.5 км. Рифейско-триасовый структурный этаж занимает центральную часть ЮРП и сложен слабо деформированными неметаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами общей мощностью до 5 км, которые с угловым несогласием перекрывают докембрийские образования. Нижний дорифейский структурный этаж выходит на поверхность в виде мелких (0.5–3.0 км²) тектонических блоков и представлен гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кальцифирами (юровский комплекс) и разнообразными гранитоидами. Дорифейские образования, слагающие кристаллический фундамент ЮРП, изучены наиболее слабо. Геохронологические исследования дорифейских образований ЮРП немногочисленны. Результаты Рb-Рb датирования цирконов методом ТИЭ из плагиогнейсов и мигматитов показали значения возраста не моложе 1995 и 1880 млн лет. Для гранитов получена датировка не менее 2000 млн лет, а для субщелочных лейкогранитов не моложе 1920 млн лет [5]. Эти данные позволяют оценить только верхнюю возрастную границу формирования юровского комплекса, которая определяется проявлением гранитного магматизма палеопротерозойского возраста.

Для проведения U-Pb-SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) исследований были выбраны широко распространенные в ЮРП биотит-роговообманковые плагиогнейсы. В выделенной из них монофракции циркона преобладают светло-розовые призматические и эллипсоидальные кристаллы от 150 до 350 мкм, Ку от 1.5 до 2.5. В катодолуминисценции отмечается сложное строение большинства кристаллов: центральная часть, слагающая до 70–85 % площади циркона, светло-серая, реже темно-серая с тонкой или с грубой магматической зональностью, а краевая узкая, реже широкая светлая. Всего было проведено 20 измерений в 11 зернах. Для центральных и краевых частей кристаллов характерны невысокие содержания урана (7-406/среднее 160 г/т), тория (7-480/среднее 98 г/т) и типичное для магматических цирконов высокое Th/U отношение (0.37–1.57/среднее 0.64). Все 20 экспериментальных точек образуют дискордию (T1 = 2004 ± 14, T2 = 178 ± 22 млн лет, СКВО = 0.9), причем 10 точек формируют кластер с возрастом 1997 ± 13 млн лет, который, возможно, отвечает времени формирования терригенно-вулканогенных пород ЮРП.

Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН по методике [4]. Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах были рассчитаны величины двухстадийных модельных возрастов $T_{Nd}(DM-2st)$. При этом в качестве верхнего возрастного предела такого фракционирования принят возраст проявления последнего на территории ЮРП высокотемпературного метаморфизма (~2000 млн лет). В первую очередь отметим, что содержания Sm и Nd в мигматитах, амфиболитах, кристаллосланцах и кальцифирах, за исключением двух проб, близки и постепенно уменьшаются в ряду мигматиты – амфиболиты – кальцифиры. Численные значения составляют: для мигматитов Sm = 4.37–8.58/среднее 6.54 г/т и Nd = 24.6–40.9/среднее 33.39 г/т, для амфиболитов и кристаллосланцев 2.46–6.35/4.48 г/т и 13.2–25.7/20.96 г/т, для кальцифиров 2.15 г/т и 13.1 г/т. Модельный Sm-Nd возраст мигматитов и амфиболитов варьирует в пределах 2192–2364 и 2220–2295 млн лет соответственно. Вариации параметра ϵ_{Nd} характеризуются только положительными значениями – для мигматитов 0.2–3.1/1.3, для амфиболитов и кристаллосланцев 1.2–2.9/2.2. Установленные геохимические и изотопно-геохимические особенности состава мигматитов, амфиболитов и кристаллосланцев (небольшие вариации содержаний Sm, Nd и изотопных параметров: $\epsilon_{Nd} = +0.2 - +3.1$, $T_{Nd}(DM) = 2096–2364$ млн лет) свидетельствуют о их близости и, возможно, о генетическом единстве. Примечательно, что распределение содержаний главных, редких и редкоземельных элементов в биотит-роговообманковых и биотитовых мигматитах также сходно с таковым в амфиболитах и кристаллосланцах и характеризуется выраженными отрицательными аномалиями Ta, Nb, P, Ti и положительными аномалиями Ba и K. Совокупность изотопно-геохимических и геохимических данных может рассматриваться как свидетельство в пользу принадлежности метаморфических пород ЮРП к дацит-андезит-базальтовой серии.

Палеопротерозойские Sm-Nd-модельные датировки плагиомигматитов и мигматитов, а также основных метавулканитов (амфиболитов, кристаллических сланцев) согласуются с U-Pb-SHRIMP датировкой в 2.00 млрд лет, а также с Pb-Pb возрастными данными плагиогнейсов, гнейсов, мигматитов, гранитов, субщелочных лейкогранитов и указывают на проявление в ЮРП палеопротерозойского этапа формирования континентальной коры. Незначительный временной разрыв между значениями возрастов кристаллизации цирконов в гнейсах и гранитах и Sm-Nd модельными возрастными гнейсов, мигматитов и амфиболитов также свидетельствует об отсутствии в протолитах мигматитов, гнейсов и амфиболитов свидетельств длительной коровой предыстории. Проведенные нами ранее Sm-Nd изотопно-геохимические исследования 23 проб главных разновидностей метаморфических пород Кухтуйского поднятия показали для них только палеоархейские модельные Sm-Nd датировки [4, 6], а для пяти валовых проб дусканджинского гранулитового комплекса была получена надежная изохронная зависимость с параметрами: $t = 3645 \pm 64$ млн лет, $\epsilon_{Nd} = +1.7$ СКВО = 1.5. Различная Sm-Nd история формирования метаморфических пород Кухтуйского и Юровского поднятий наглядно демонстрируется на гистограмме распределения модельных возрастов (рис.).

Таким образом, результаты U-Pb-SHRIMP геохронологических установили возраст формирования плагиогнейсов в 2000 млн лет, а Sm-Nd изотопные исследования наиболее распространенных метаморфических пород ЮРП показали, что источниками протолитов юровского комплекса послужили породы, имевшие палеопротерозойские модельные возрасты ($T_{Nd}(DM) = 2096–2364$ млн лет). Это дало возможность оценить нижнюю возрастную границу их формирования как палеопротерозойскую и выделить

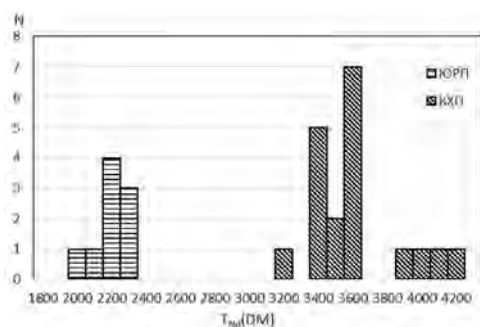


Рис. Гистограмма распределения величин Nd-модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ для метаморфических пород ОХМ: N – количество определений.

палеопротерозойский этап формирования континентальной коры в Юровском поднятии Охотского массива. В целом имеющаяся на сегодняшний день вся совокупность изотопно-геохимических, геохронологических данных свидетельствует о различном времени формирования метаморфических пород Кухтуйского и Юровского поднятий и позволяет выделить в пределах кристаллического фундамента Охотского массива палеоархейскую кухтуйскую и палеопротерозойскую юровскую изотопные провинции. Палеоархейская изотопная провинция охватывает, вероятно, всю территорию КХП, в пределах которой ведущую роль играли корообразующие события палеоархейского возраста, а геологические тела палеопротерозойского возраста проявлены весьма ограниченно. Однако, не исключена возможность существования в слабо изученной западной части КХП отдельных блоков пород мезо- и неоархейского и палеопротерозойского возраста. Юровское поднятие относится к палеопротерозойской провинции, где главные этапы проявления корообразующих процессов протекали в интервале 1960–2360 млн лет.

Исследование (частично) проводится в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Создание и подготовка к изданию комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1000 000; создание комплектов геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 по группе листов территории Российской Федерации» (лист О-54)

Литература

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1000000 (новая серия). Объясн. зап. Лист О-(53), 54-Охотск. 1986. 128 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Р-54 – Оймякон. Объясн. зап. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.
3. Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
4. Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В и др. Главные этапы формирования палеоархейской коры Кухтуйского выступа Охотского массива // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 4. С. 3–22.
5. Кузьмин В.К. Геологическое строение кристаллического фундамента Юровского поднятия (Охотский массив) // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 67–78.
6. Богомолов Е.С., Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Гусева В.Ф. Исследование Sm-Nd изотопных систем в древнейших структурах Охотского массива // Изотопные системы и время геологических процессов. СПб.: ИГГД РАН. Т. I. 2009. С. 78–80.

В.С. Куликов

**ОБЗОРНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЮВ ФЕННОСКАНДИИ м-ба 1:750 000:
НОВЫЕ МЕТОДИКИ СОЗДАНИЯ**

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

В ИГ КарНЦ РАН завершается создание многоуровневой геоинформационной системы «Юго-Восточная Фенноскандия м-ба 1:500000» на основе новых геологических, геофизических, геохронологических и петрологических материалов ИГ с учетом данных других организаций. Лавинообразное появление последних прецизионных геохронологических данных (SHRIMP-II и др.), выделение новых для докембрия породных ассоциаций (коматииты, эклогиты, кимберлиты и т.д.) и введение необычной терминологии (адакиты, санукитоиды и др.) ведет к переводу на более высокий уровень изучения всю геологическую ранее накопленную информацию. Сформированный коллектив из разных подразделений ИГ КарНЦ РАН и с разными, иногда несовместимыми, взглядами на геологию всего региона и отдельных районов сумел провести комплексную работу по созданию современной геологической карты Карелии на основе ГИС-технологий. Была учтена большая часть информации, исторически накопленной в ИГ КарНЦ РАН, включая картографические материалы по состоянию на конец XX и начало XXI вв. (Geological map of the Fennoscandian shield 1:2 000 000, ред. Т. Koistinen et al., 2001; Государственная геологическая карта м-ба 1:1 000 000, лист Петрозаводск, ред. Ю. Б. Богданов, 2000; Геологическая карта ЮВ части Балтийского щита, 1:500 000, ред. В.А. Соколов, 1979 и многие др.). Использовались новые подходы к составлению карт архейских комплексов, обновлена стратиграфическая основа палеопротерозоя, что позволило существенно переосмыслить эволюционные модели, отвечающие за формирование ранней континентальной коры и ее эволюцию в палеопротерозое. Территория ОГК (более 320 000 км²) охватывает в географическом отношении две крупнейшие природные страны Европы Фенноскандию и Русскую равнину, гидрографическая граница между которыми проводится по осевой линии кайнозойского прогиба, окаймляющего с ЮВ Фенноскандинавский (Балтийский) щит [3]. Название карты связано с одноименной природной страной, на которую приходится около 90 % площади ОГК.

При создании ОГК в основном руководствовались рекомендациями по составлению геологической карты масштаба 1:1 000 000–1:500 000. Однако в тех случаях, когда эти рекомендации входили по разным причинам в противоречие с разрабатываемой методикой, предпочтение отдавалось последней. ОГК не относится к категории государственных геологических карт, которые должны строго отвечать определенным требованиям, поэтому отступления от некоторых принятых правил, в т.ч. [6] представляются рациональными и прогрессивными. Новые подходы к составлению карты касаются главным образом вопросов стратиграфии и, частично, магматизма и метаморфизма.

За основу ОГК принята международная стратиграфическая шкала (МСШ) [8] в ранге эонотем и эратем (деление эратем докембрия на системы и геонотемы для рассматриваемой территории применяется впервые) и систем фанерозоя. Использование МСШ, отличающейся от принятой в России ОСШ, обусловлено принадлежностью к Фенноскандинавского щита (ФСЩ) частично или полностью СЗ России, Финляндии, Швеции и Норвегии. Первый опыт составления геологической карты ФСЩ [Geological map..., 2001] масштаба 1:2 000 000 увенчался успехом благодаря применению единой

согласованной легенды. Однако при создании ОГК в нее были внесены некоторые изменения: упорядочена структура, цветовая окраска вновь выделяемых стратонов в ранге систем и их индексация с учетом российской и международной практики. Применен согласованный подход к оценке продолжительности формирования стратонов, сопоставимой как для докембрия, так и фанерозоя. Для последнего она составляет в среднем около 52 Ма (от 25 до 80 Ма), для палеопротерозоя ~100 Ма, при этом им соответствуют «надгоризонты» региональной стратиграфической шкалы СЗ России [1, 4] от сумия до вепсия. По мнению автора, исторически корректно придать этим надгоризонтам ранг систем [2, 5, 7]. Так, более 100 лет назад чл.-корр. РАН В. Рамсей уже называл образования некоторых надгоризонтов системами (ятулийская и калевийская) [9]. В мезо- и неопротерозое России пока не выделено систем за исключением венда (эдиакария), но временно для ОГК предлагается использовать термин «суперсистема» для нижнего, среднего и верхнего рифея вместо принятых в ОСШ одноименных «эратем». Продолжительность формирования этих суперсистем 200–350 Ма довольно велика и требует дальнейшего изучения также, как и «систем протерозоя» в МСШ [8]. Новые геохронологические данные по архейским магматическим комплексам и в России, и в Финляндии позволяют разделять архейские эратемы на геонотемы в 100 Ма. Термин «геонотема», приравняемый к системе палеопротерозоя, впервые вводится в стратиграфическую номенклатуру и применяется в создании геологических карт докембрийских регионов.

Каждый стратон ранга системы имеет на ОГК свой цвет и цифровой индекс. Цветовая гамма архейских геонотем характеризуется цветами, близкими раннему палеозою МСШ, а палеопротерозойских систем – мезозою и кайнозою МСШ. Стратиграфическая последовательность цветов (от древних к молодым) соответствует цветовой гамме радуги в направлении фиолетовых к синим, зеленым и желтым. Каждое выделенное в масштабе ОГК геологическое образование имеет свой двух-, трех- или четырех-значный цифровой индекс, который отражает геологический возраст соответствующих пород с точностью до эратемы, системы (ее аналога), а иногда и отдела. Установлена следующая расшифровка этих индексов (цифры слева направо): 1-я цифра показывает принадлежность образования к эонотеке (1 – архей, 2 – протерозой, 3 – фанерозой); 2-я – к эратеме внутри эонотемы (1 – палео, 2-мезо, 3 – нео (кайно)); 3-я – к системе или ее аналогам (суперсистемы для рифея и геонотемы для архея) при нумерации их снизу вверх внутри эратемы. Индексы, заключенные в квадратные скобки в тексте объяснительной записки и легенде, отражают конкретные стратоны. Палеозой [31] (1 – кембрий [311], 2 – ордовик [312], 3 – силур [313], 4 – девон [314], 5 – карбон [315], 6 – пермь [316]); Палеопротерозой [21] (1 – сумий [211], 2 – сариолий [212], 3 – ятулий [213], 4 – людииковий [214], 5 – калевий [215], 6 – вепсий [216]); Мезопротерозой [22] (1 – нижний рифей [221], 2 – средний рифей [222]); Неопротерозой [23] (1 – верхний рифей [231], 2 – венд [232]). В архее при отсутствии общепринятых наименований геонотем предлагается называть их по цифрам возрастных интервалов (снизу вверх внутри эратемы): Палеоархей [11] (1 – > 3.2 Ga [11]); Мезоархей [12] (1 – 3.2–3.1 Ga [121], 2 – 3.1–3.0 Ga [122], 3 – 3.0–2.9 Ga [123], 4 – 2.9–2.8 Ga [124]); Неоархей [13] (1 – 2.8–2.7 Ga [131], 2 – 2.7–2.6 Ga [132], 3 – 2.6–2.5 Ga [133]). Четвертая цифра применяется для отделов соответствующих систем, если они установлены и выделены на карте. Напр., 2131 – нижний ятулий, 2132 – верхний ятулий.

Другие составные части систем и геонотем (некоторые свиты, маркирующие горизонты) выделяются особым крапом на цветовом поле соответствующих стратонов.

Таблица. Сопоставление стратиграфических подразделений докембрия (Международная стратиграфическая шкала, Общая стратиграфическая шкала России и предлагаемые).

Время млрд. лет	МСШ [8]		ОСШ [6]			Данная работа [2016]					
	Эратема	Система	Эонотема	Эратема	Система	Эратема	Система (с) суперсистема (сс) геонотема (гт)				
	Палеозой	Кембрий		Палеозой	Кембрий	Палеозой	Кембрий (с)				
0.6	Нео- протерозой	Эдиакарий	Верхнепротерозойская	Рифейская	Венд	Нео- протерозой	Венд (с)				
0.7		Криогетий					Верхне- рифейская	Верхний рифей (сс)			
0.8									Тоний	Средне- рифейская	Средний рифей (сс)
0.9											
1.0		Эстазий					Верхне- карельская	Верхний (с)			
1.1	Калымий				Нижне- карельская	Калевий (с)					
1.2		Статерий					Нижнепротерозойская (Карельская)	Людиковий (с)			
1.3	Орозирий				Нижне- карельская	Ятулий (с)					
1.4		Рясий					Палео- протерозой	Сарнилий (с)			
1.5	Сидерий				Сумий (с)						
1.6		Верхнеархейская (Лопийская)	Верхне- лопийская	2.6-2.5 млрд. лет (гт)							
1.7	Средне- лопийская				2.7-2.6 млрд. лет (гт)						
1.8		Нижне- лопийская	2.8-2.7 млрд. лет (гт)								
1.9	Верхнеархейская (Саамская)			Верхнеархейская (Саамская)	2.9-2.8 млрд. лет (гт)						
2.0		Мезоархей	Мезоархей			3.0-2.9 млрд. лет (гт)					
2.1	Палеоархей			Палеоархей	3.1-3.0 млрд. лет (гт)						
2.2						3.2-3.1 млрд. лет (гт)					
2.3											
2.4											
2.5											
2.6											
2.7											
2.8											
2.9											
3.0											
3.1											
3.2											
3.3											
3.4											

Нерасчлененные образования, включающие две и более системы и их аналоги, обозначаются индексом нижней системы с указанием в соответствующей колонке легенды, что она включает и более молодые образования. Напр., 211 – сумий «с частичным включением сариолийских пород» (табл.).

Цветовая окраска интрузивных образований на ОГК принципиально не отличается от таковой на государственных картах России. Она традиционно связывается с их вещественным составом: синие и фиолетовые цвета отражают ультрабазиты, зеленые – базиты, коричневые – диориты, красные – гранитоиды и оранжевые – щелочные породы. Индекс интрузивных комплексов состоит из 2-х частей: 1 – буквенной, обозначающей преобладающий вещественный состав геологических тел (γ – гранитоиды, ν – базиты, σ – ультрабазиты и т.д.) и 2 – цифровой, характеризующий период их формирования. Напр., $\gamma 132$ – это архейские граниты с возрастом 2.7–2.6 Ga, а $\sigma \nu 211$ – палеопротерозойские ультрабазит-базиты сумия. Цифры в круглых скобках в легенде обозначают изотопный возраст (U-Pb или Sm-Nd) в миллионах лет для конкретных тел. Ссылки на источники даются в тексте объяснительной записки.

Процессы метаморфизма на ОГК показаны ограниченно с использованием различных видов штриховки и касаются только проявлений его высоких степеней: гранулитовая фация – в неархее (горизонтальная синяя штриховка) и амфиболитовая в палеопротерозое (косая белая штриховка по гранитоидам архея в куполах Приладожья

и в Беломорской провинции). Вертикальной белой штриховкой отмечен метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций в породах ладожской серии калевия.

Тектоническая нагрузка ОГК соответствует масштабу карты и представлена тремя видами: 1) схема тектонического районирования региона на отдельной врезке с выделением тектонических структур высшего порядка: Фенноскандинавского щита и Русской плиты с уточненной границей между ними по подошве венда, трех раннедокембрийских провинций (Беломорской, Карельской и Свекофеннской) в пределах щита и двух позднедокембрийских рифтов (Кандалакшско-Онежского и Ладожского); 2) в легенде выделено 6 главных геотектонических этапов развития региона в протерозое и палеозое (от древних к молодым): раннепалеопротерозойский (2.5–2.3 Ga) – проторифтовый, среднепалеопротерозойский (2.3–1.92 Ga) – протоплатформенный, среднепалеопротерозойский (1.92–1.8 Ga) – орогенный, позднепалеопротерозойский (1.8–1.65 Ga) – посторогенный, мезо-неопротерозойский (1.65–0.65 Ga) – авлакогенный и венд-палеозойский (0.65–0.26 Ga) – платформенный; 3) показаны на карте наиболее значимые и характерные разломы и надвиги на основе анализа многочисленных разновременных тектонических нарушений в коре региона, выявленных по геологическим и геофизическим данным.

Литература

1. Геология Карелии. Л: Наука, 1987. 231 с.
2. Куликов В.С., Куликова В.В. О национальной стратиграфической шкале нижнего докембрия России. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. М., 2013. С. 66–67.
3. Куликов В.С., Куликова В.В., Зудин А.И. Уникальная географическая точка «Масельга» в Кенозерском национальном парке на границе природных стран Фенно-скандии и Русской равнины как современный образовательный объект // Геология и цивилизация. Геология в школе и ВУЗе: Материалы IX Междунар. конф. и летней школы 30 июня–9 июля 2015 г. СПб: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2015. С. 345–349.
4. Общая стратиграфическая шкала докембрия России: Объясн. зап. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.
5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 438 с.
6. Стратиграфический кодекс России. СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 48 с.
7. Hanski E.J., Melezhib V.A. Litho-and Chronostratigraphy of the Palaeoproterozoic Karelian Formations. Reading the Archive of Earth's Oxygenation. V. 1. Berlin: Springer. 2012. P. 39–53.
8. Ogg J., Ogg G., Gradstein F. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge, 2008. 177 p.
9. Ramsay W. Uber die prakambrischen Systeme in ostlichen Teil von Fennoskandia // Central. Min. Geol. Paleont. 1907.

В.В. Куликова**О ПАЛЕОАРХЕЙСКОМ ВОДЛОЗЕРСКОМ БЛОКЕ И ПРОБЛЕМАХ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ***Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск*

Водлозерский «блок» (исторические синонимы: купол, микроплита, террейн, домен) в современных его контурах в последние годы переживает ренесанс в обсуждении генезиса палеоархейских пород. Начало геологическим исследованиям Водлозерского блока было положено в конце XVIII в. и связано с именами Г.П. Гельмерсена, А.А. Иностранцева, А.П. Карпинского. В 30-е гг. Н.Г. Судовиковым (1931), В.М. Тимофеевым (1935) доминирующие здесь гранитоиды были разделены на две разновозрастные группы: древние олигоклазовые и более молодые плагиоминоклиновые. Первая стратиграфическая схема для Балтийского щита предложена В.М. Тимофеевым (1935) на основе материалов геологической съемки Карельской АССР м-ба 1:1000 000, проведенной в 1929–1934 гг. Н.Г. Судовиковым, Ю.С. Неустроевым, В.П. Бархатовым и др. Он выделил в нижнеархейский комплекс гранитогнейсы, а в верхний - беломорскую формацию гнейсов, которую позже переместили в нижний архей (свионий) (Судовиков, 1937). В 1935–1939 гг. на территории Водлозерского блока Н.В. Альбовым проводились геологосъемочные работы м-ба 1:500 000, в результате которых появилась почти аналогичная ныне известной схеме: четвертичные отложения – кайнозой; основные эффузивы, кварциты, кварцевые сланцы, конгломераты – протерозой (карельский комплекс); олигоклазовые гранитогнейсы и гнейсограниты – архей. В 50-е гг. начато систематическое геолого-геофизическое изучение, и обширная часть территории уже покрыта съемкой м-ба 1:200000 (Поротова, Михайлюк, 1951ф.), а стратиграфическая схема впервые увязана со схемами сопредельных площадей. Для составления карт м-ба 1:500 000 и 1:1 000 000 отдельных районов (В.А. Перевозчикова, Т.Г. Павлов, Г.В. Александров) была применена новая для того времени региональная схема стратиграфии Карельской АССР (все ссылки здесь и далее в [1, 9]) с выделением в архее одной вулканогенно-терригенной толщи – беломорская) и двух этапов метаморфизма: раннего и позднего. В 1958 г. В.В. Сиваевым закончена геологическая съемка м-ба 1:200 000 в СЗ части Пудожского района, где он выделил три архейских комплекса пород: 1) плагиоклазовые гнейсограниты, мигматизированные и метасоматически измененные плагиоминоклиновыми гранитами; 2) полевошпатовые амфиболиты, мигматизированные более молодыми гранитами; 3) биотитовые гнейсы, также подверженные поздней гранитизации. К 60-м гг. получено большое количество дополнительного материала, что позволило начать работы по составлению государственных геологических карт (Алексеева, 1965ф; Кофман, 1970ф, 1977ф; Михайлюк, 1978ф; Ермолаева, 1979ф и др.) с непрерывным уточнением региональной стратиграфической шкалы, ее корректировки по частям и в целом. В 80-е гг. геологические организации руководствовались региональной стратиграфической схемой восточной части Балтийского щита, одобренной Всесоюзным совещанием по общим вопросам расчленения и корреляции докембрия СССР (Уфа, 1978). Беломорский и лопийский комплексы признаны типовыми разрезами для архея СССР, а граница архея и протерозоя стала проводиться между лопийским и сумийским комплексами Балтийского щита. Образования, отнесенные к саамскому (нижнеархейскому) комплексу, идентифицированы при геологических и аэрофотогеологических съемках на Водлозерском блоке В.В. Сиваевым (1976ф, 1982ф) и Ю.В. Кузьминым (1984ф) и, по

их мнению, представлены мигматит-тоналитами и мигматит-плагиогранитами, глубоко преобразованными в процессе деформаций, ультраметаморфизма и гранитизации в лопии и протерозое. В.П. Копыловым (1985ф) саамские супракрустальные образования картировались в районе оз. Волоцкого, а Н.С. Берендеевым (1981 ф) в результате космофотогеологического картирования выделены мегаблоки, образованные меньшими по размеру блоками, разделенными зонами сочленения линейного типа. В результате проведенных работ на всю территорию имеются геологические карты м-ба 1:200 000, однако степень изученности пород закрытой части кристаллического фундамента ввиду большой мощности чехла четвертичных отложений на большой площади района приближается по кондиционности к масштабам не крупнее 1:500 000. Существенная роль в научных исследованиях в регионе принадлежит К.О. Кратцу, под редакцией которого в 1966 г. была издана первая геологическая карта восточной части Балтийского щита. Породы беломорской серии им отнесены к геосинклинальным формациям архея, а парандовскую и тунгудско-надвоицкую серии (лопий и сумий) он рассматривал в качестве геосинклинальных образований протерозойской Карельской геосинклинали. Породы сегозерско-онежской серии (сариолий, ятулий, суйсарий) интерпретировались им как орогенные, молассовые образования.

Результаты последующих работ изложены в сводной работе большого коллектива – сотрудников ИГ КФ АН СССР, ПГО «Севзапгеология» и «Архангельскгеология», ЦНИГРИ - монографии «Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита» (1983), где приведены данные по строению земной коры геоблоков, различного типа глубинных разломов, структурных этажей и структурно-формационных комплексов, рудоносных и потенциально рудоносных формаций, комплексов и интрузивов. В 1989 г. вышла монография В. А. Костина «Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока» [3], в которой предложена модель гранитообразования в архее, построенная на основе вещественно-генетических признаков с выделением 5 географически разобщенных типов гранитоидов на восточном берегу Онежского озера, включающих ксенолиты и скиалиты субстрата неясного генезиса, но без изотопных доказательств, что оставляет открытым вопрос о возрасте событий и времени образования всего комплекса. Продолжением этих исследований явилось детальное изучение мафит-ультрамафитового Бураковского плутона представителями ИГ КарНЦ РАН, ИГЕМ РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, ЦНИГРИ и др. в тесном содружестве с Карельской ПСЭ. В 1983–1990 гг. геологами ИГ Карельского филиала АН СССР (В.С. Куликов, В.В. Куликова, В.И. Иващенко, С.А. Вяхирев, Я.В. Бычкова, С.А. Светов и др.) в восточной части Водлозерского блока (район оз. Волоцкого) выполнялись работы по расчленению метаморфических комплексов на предмет их возможного отнесения к древнейшим образованиям в тесной координации с коллегами из ИГЕМ АН СССР (А.К. Симон, И.С. Пухтель, А.В. Самсонов, Д.З. Журавлев), ИГГД АН СССР (С.Б. Лобач-Жученко с сотрудниками). Катархейский (палеоархейский) возраст амфиболитов района оз. Волоцкое предполагался еще В.А. Перевозчиковой, В.П. Копыловым (Копылов и др., 1985ф), В.С. и В.В. Куликовыми [4]. Последними с коллегами выполнено картирование восточнее оз. Волоцкого, где выделена волоцкая свита. В ИГЕМ и ИГГД РАН был определен изотопный возраст слагающих ее амфиболитов (3391 ± 76 Ma) (Sm-Nd и Pb-Pb методы)[8, 9, 13 и др.]. Вновь полученные И.С. Пухтелем данные в 3353 ± 60 Ma в настоящее время им и оспаривается [16], поскольку значения возраста выделенных из амфиболитов цирконов составил 2850 ± 84 Ma и соответствует – 2875 ± 2 Ma из коматиитовых лав Сумозерско-Кенозерского

ЗП. Большие ошибки методов не позволяют принять эти возрасты однозначно, как и новые данные о возрасте Винельской дайки – 2430 ± 174 Ма (ранее – 2437 ± 3 Ма), относимой автором к подводящему каналу мезоархейских супракрустальных толщ ЮВ Сумозерско-Кенозерского ЗП.

Существование древнейших пород – коматиитов и базальтов волоцкой свиты [4 - 6, 8, 9] и теперь находится в центре крупной критической полемики в связи с получившим популярность U-Pb методом по цирконам, напр., [2 и др.], игнорирования геологических данных и, особенно, процессов преобразования основных пород в результате метасоматоза в средние и кислые, общим пересмотром подходов к идентификации, в первую очередь, беломорской серии, которую стали относить к мезоархею (верхнему лопию). Это привело к еще более острым дискуссиям относительно амфиболитов блока как наиболее ранних продуктов архейского магматизма. Оспаривается и ранее полученный возраст перидотит-габбро-анортозитового массива Лайручейского типа (3.3–3.5 млрд лет, по А.В. Самсонову) и тоналиты с возрастом 3.5–3.2 млрд лет.

Амфиболиты по вулканитам толеитовой и коматиитовой серий, а также тоналиты зарождающейся известково-щелочной серии образуют триаду, которая встречается повсеместно и, возможно, характеризует раннеархейскую кору. Древнейший комплекс амфиболитов сохранился фрагментарно, но не потерял свою индивидуальность и по геологическим, петрографическим и петрохимическим характеристикам не коррелируется с более молодыми мезоархейскими образованиями. В отличие от супракрустальных образований вожминской серии мезоархея, вулканиты волоцкой свиты представляют собой монотонную, главным образом, лавовую толщу основного, реже ультраосновного состава с единичными прослоями туфов (?) и туффитов. Если вожминская серия стратифицируется на макроритмы в виде 5 толщ мощностью 500–1500 м, которые имеют определенную петрохимическую направленность и внутреннюю ритмичность, то волоцкая характеризуется микроритмичностью.

Еще более пролемной остается вышележащая (?) водлинская толща [9]. В 2009–2010 гг. в районе дер. Водла (среднее течение р. Водла) были выполнены ревизионные работы на предмет дополнительного изучения амфиболит-гнейсовой залегающей выше волоцкой водлинской толщи с возможной идентификацией общей конфигурации геологической структуры, первичных текстур пород, а также отбор проб для ряда геофизических исследований. Результаты анализа образцов габбро-амфиболитов, ранее датированных сотрудниками ИГД РАН [11, 12, 14–16 и др.], на микроанализаторе «INCA Enerdgy 350» на базе сканирующего электронного микроскопа «VEGA II LSH» в Институте геологии Карельского НЦ РАН при участии гл. физика А.Н. Тернового показали следующее. Амфиболиты – I на диаграмме TAS соответствуют монцодиоритам (кварцевым монцодиоритам – ?), а возраст составил (3320 ± 100 Ма), амфиболиты – II, или кварцевые диориты, имеют возраст 2860 ± 20 Ма [7, 9, 11, 12, а также ссылки в 1, 9]. Плохая для детального картирования обнаженность и сложные пликативные деформации складчатости разного порядка и возраста оставили на перспективу получение достоверной геологической информации, тем более, что полученные изотопные возрасты цирконов из осадков в пределах Маткалахтинской структуры составляют более 3.5 млрд лет [2]. Предполагается, что для корректного определения возраста пород могут служить бабделейты, которые автором были обнаружены практически во всех разновидностях пород. Остается определиться с их генезисом.

Литература

1. История Земли в галактических и солнечных циклах / Куликова В.В., Куликов В.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.
2. 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.
3. Костин В.А. Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока // Кар. ФАН СССР. Петрозаводск, 1989. 162 с.
4. Куликов В.С., Аракелянц М.М., Куликова В.В., Симон А.К. Некоторые результаты изотопного датирования ЮВ окраины Балтийского щита // Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск, 1985. С. 54–65.
5. Куликов В.С., Куликова В.В. К геологии Водлозерского блока и его обрамления // Геология докемб. Центр. и Южной Карелии. Петрозаводск, 1986. С. 29–35.
6. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1441–1445.
7. 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 платф. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.
8. Куликова В.В., Журавлев Д.З., Пухтель И.С. и др. Волоцкая толща – пара-стратотип раннего архея (саамия) в Карельском геоблоке // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия СССР». Уфа, 1990. С. 63–65.
9. Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1993. 255 с.
10. Куликова В.В. Куликов В.С. О природе вариолей на контакте разновозрастных даек в центре Водлозерского блока (ЮВ Фенноскандинавского щита) // Тез. докладов XIV Ферсмановской сессии. Апатиты, 2016 (в печати).
11. Левченко О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З. и др. Изотопная геохронология пород реки Водлы (район Водлозера, Юго-Восточная Карелия) // Магматизм, метаморфизм и геохронология Восточно-Европейской платформы. Тез. докл. Петрозаводск, 1987. С. 3–4.
12. Левченко О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 63–72.
13. 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.
14. Сергеев С.А., Бережная Н.Г. Изотопно-минералогические исследования цирконов из гранитогнейсового комплекса пород района среднего течения р. Водла (юго-восточная Карелия) // Совр. данные изотопной геохимии и космохимии. Л., 1985. С. 118–124.
15. Lobach-Zhuchenko, S.B., Levchenkov, O.A., Chekulaev, V.P. and Krilov I.N. 1986. Geological evolution of the Karelian granite-greenstone terrain. *Precambrian Res.*, 33: 45–65.
16. 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.

В.В. Куликова, В.С. Куликов**ДОКЕМБРИЙСКИЙ ПАЛЕОРИФТОГЕНЕЗ НА ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИИ***Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск*

Циклически повторяющиеся диастрофизмы планетарного масштаба отражают зависимость геологической системы любого ранга как от планетарно-космических воздействий, так и вещественного состава и тектоники активизированного сегмента литосферы. Наиболее ранние породные комплексы на Востоке Фенноскандии представлены кислородными породами с многочисленными останцами, ксенолитами и скиалитами разного типа амфиболитов неясного возраста и генезиса, приуроченными к блоковым структурам. Расшифровка внутреннего строения блока или серии блоков осложнена поздними полиметаморфическими процессами и магматизмом. Существование на Фенноскандинавском щите разрывных труктур, контролирующих магматизм палеоархея, не доказано, но более ранние относительно других объекты выделяются по сети узнаваемых мезоархейских зеленокаменных поясов (ЗП), которые и создают конфигурацию так называемых древнейших блоков (террейнов, доменов, микроплит, куполов). Условно первичная (?) кора, обнажаемая внутри выделенных блоков, по особенностям магматизма разных частей анализируемой территории может быть разделена на 3 группы: хондритовая-коматиитовая (Водлозерский), бонинитовая (Центрально-Карельский, Пяозерский, Терский, Маленгский), анортозитовая (Ц. Кольский, Мурманский). Выделение этих групп обусловлено составом реликтов древних комплексов, изотопными возрастами, составом молодых интрузивов.

В центральной (Карельской) части щита наиболее древние породы Вокнаволоцкого и Тулосского блоков, а также Центрально-Карельской зоны (районы долин рр. Суна-Семчь, озер Остер и Вожема) представлены нерасчлененным комплексом тоналитов-эндербитов с ксенолитами амфиболитов. Аналогичные ассоциации возможны в районе Костомукши (оз. Талавейс) и оз. Кереть. Идентичность амфиболитов в трех соразмерных блоках (Водлозерский, Маленгский и Пяозерский) позволяет считать их типичными для древнейших образований раннего архея щита и сопоставлять с наиболее древними комплексами северного полушария Земли: фундамента Сибирской платформы и Гренландии, а также с древними образованиями Украинского щита и Южной Африки.

Вещественный состав останцов средних и кислых пород среди верхнеархейских и протерозойских комплексов Ц.-Кольского и Мурманского блоков, подчеркивают присутствие в субстрате первичнокоровой анортозитовой составляющей, которая повлияла на составы всех последующих магматитов. Палеореконструкция пространственного положения анализируемых структур на уровне материков выявляет связь анортозитовых комплексов Кольского полуострова с гнейсами Исуа Гренландии, бонинитовых – с гнейсами Уйвак-1 Лабрадора, коматиитовых(хондритовых) – с амфиболитами района Саглек – там же. Центрально-Карельский, Пяозерский, Терский и, возможно, Маленгский блоки по характеру вещества наиболее древних магматитов имели бонинитовый состав (серые гнейсы) и представляли ассоциацию пород основного-среднего-кислого состава с высоким содержанием Al и Si, низким Ti, U, Th. Некоторые косвенные данные, напр., широкое развитие расслоенных плутонов раннепротерозойского возраста С. Карелии (Кивакка, Луккулуйсваара, Ципринга и др.) и их химизм, соответствующий бонинитам, подтверждают данное предположение. Древнейшие основные породы

Водлозерского блока в современном виде амфиболиты, по химизму сопоставимы с магматитами коматиитовой (хондритовой) Al-необедненной ассоциации. Последовательность аккрецирования вещества отражена как в строении Фенноскандинавского щита (снизу вверх): хондритовое – бонинитовое – анортозитовое, так и в постоянно дискутируемом возрасте. Игнорируя динамику формирования литосферы на ранних этапах, есть опасность не выходить из статического положения геологических структур, при этом утверждая, что блоки земной коры постоянно перемещаются. Следовательно, необходимо принять условие, что ассоциация разных по составу блоков к палеоархею еще оставалась в пределах 20° с.ш. и 20° ю.ш. Возможна следующее строение древней литосферы: 50–80 км, возможно, находится некоторый останец анортозитовой коры (по данным изучения кимберлитов, это область развития пироксенитов и вебстеритов); 80–140 км – вероятное присутствие бонинитового обогащенного H₂O материала, ультраосновным реститом в котором были шпинель-гранатовые лерцолиты и гарцбургиты, явившийся исходным расплавом для палеоархейских магматитов; 140–175 км – «хондритовый» слой, представленный шпинель-гранатовыми, гранатовыми лерцолитами и гарцбургитами, которые по составу с глубиной становится все более железистыми (последовательно, Al-недеплетированная – Al-обогащенная коматиитовая серия), а затем сменяются пироксенитами; 175–180 км до 205 км – местоположение деформированных гранатовых лерцолитов, или область распространения расплавов толеитовой серии, или граница литосферы и астеносферы. Размеры блоков, в которых еще не прошли процессы тоналитизации должны были быть, по крайней мере, не более 100 км. Возможно, их движение (перемещение и вращение) относится к 2.85 млрд лет.

Палеорекострукция структур мезо- и неоархея (3150–2505 млн лет) построена на предположении, что ЗП щита представляли собой единую Фенноскандинавскую систему рифтов на гетерогенной (коматиит (хондрит)-бонинит-анортозитовой) коре или реликты базитовой коры, сохранившейся вокруг мелких литосферных плит в условиях, когда не существовало Лапландского гранулитового пояса, как и рифейского Кандалакшско-Онежского рифта, а на его месте находился Кольский полуостров, образующий с Карельским кратоном одно целое, и вместе – в системе Лавразии. Хотя ЗП переходят друг в друга последовательно: Сумозерско-Кенозерский–Колмозеро-Воронья; Сегозерско-Ведлозерский–Южно-Имандра-Варзугский; Тикшезерско-Парандовский–Суомуссалми-Кухмо–Типасярви-Иломантси; Тулос–Ялонваарский–Гимольско-Костомукшский, магматиты основного-ультраосновного состава, заполнявшие эти структуры, имеют тенденцию к вариациям магнезиальности и железистости с ЮВ на СЗ (в современном положении).

Индивидуализация границ сформировалась в процессе активной фазы мезоархейского рифтообразования. Отчетливо проявлена классическая гексагональная форма, подчеркиваемая окружающими блок ЗП. В совокупности, все известные на щите блоки хорошо узнаваемы на тектонической схеме, при этом признаки субдукции полностью отсутствуют.

Окружающие блоки ЗП состоят из отдельных простых сходящихся разломов в виде равносторонних углов (L ~ 10 км), которые часто скрыты многочисленными небольшими телами неархейских гранитов. Большинство ЗП (напр., Сегозерско-Ведлозерский и др.) несут на себе все признаки коллизии и торошения, что подчеркивается особенностями их внутреннего строения, которое иногда принимают за субдукцию, а авторами предполагается, что процесс торошения носил колебательный характер, поскольку магматизм характеризуется пестрым набором породных комплексов, общей чертой которых является

смещение внутриплитных, субдукционных и срединноокеанических геохимических признаков (например, появление адакитов).

Центральные части (ядра, аттракторы) практически всех блоков идентифицировались только в палеопротерозое за счет внедрения крупных расслоенных плутонов (Бураковский – в Водлозерском блоке, Кийостровский – в Маленгском и т.д.). Их можно рассматривать как аттракторы (аттрактор динамической системы – притягивающее, замкнутое, инвариантное множество в ее фазовом пространстве), возникновение которых обусловлено предыдущей динамикой астеносферы, выступающей в роли неистощенной части мантии – поставщика крупных порций магмы (плюмов) соответствующего состава. В начале палеопротерозоя произошло формирование крупного внутриконтинентального рифта, протягивающегося от Урала до Норвегии и далее в Гренландию и приуроченного к наиболее активной зоне древней системы ЗП: г. Котлас – кряж Ветренный Пояс – сопряженная зона Лехтинская структура – Имандра-Варзуга – Паанаярвинская структура – сопряженная зона Карасйок-Печенга и далее к Гренландии, протяженностью более 2000 км. Промежуточной областью, отвечающей по времени формирования, эволюции магматизма и тектоническим циклам является о-в Шпицберген. Это обосновано следующим. По геофизическим данным и геологическим наблюдениям СВ борт проторифта Ветренный Пояс опрокинут на ЮЗ и на него надвинуты гранито-гнейсы Беломорья, а последняя активизация этой зоны (К-Аг метод) составляет 1760 млн лет. Кийостровская расслоенная интрузия в центральной части Онежской губы Белого моря по составу и возрасту секущих ее пегматитов (2390 ± 50 ; 2360 ± 13 Ma) комагматична вулканитам Ветреного Пояса. Гранито-гнейсы ЮЗ побережья Белого моря насыщены мелкими интрузивами норитов, габбро-норитов и габбро, представляющими ранее существовавшие крупные интрузивные тела, «расташенные» в лапландский эпизод и являющиеся реликтами подвулканных интрузий структуры Имандра-Варзуга, которая была – ? расположена в дорифейское время на месте Беломорья. Доказательством этого может служить отсутствие подобных структур раннедокембрийского возраста на продолжении Мурманского и Кольского блоков в Восточно-Европейском и Баренцово-морском блоке, но отчетливо проявленный рифейский рифтогенез. Глубинная структура юго-восточной части Мурманского блока определяется многоярусной системой коллизионных пластин зоны сочленения последних. Кольский и Мурманский мегаблоки в восточной части имеют сокращенные мощности земной коры (30–35 км) и систему СВ концен-трических разломов, прослеживаемых на ЮВ части Фенноскандинавского щита («флексура Полканова»). Современный Беломорский мегаблок состоит из двух сегментов: СВ с нормальным типом земной коры и интенсивным проявлением процессов мигматизации и диафореза и ЮЗ – с редуцированным полностью или частично гранито-гнейсовым мегаслоем при глубине подошвы земной коры 40–42.5 км. Эти и другие данные позволяют рассматривать выведенную на поверхность беломорскую серию как нижнюю часть фундамента архейско-протерозойских разрывных структур. При этом, Колвицко-Лапландская зона выведена наружу и имеет форму пластины, представляя собой поверхность скольжения Печенгского сегмента к СВ от структуры Карасйок. Реконструированный Фенноскандинавский долгоживущий рифт прошел в своем развитии несколько этапов формирования:

а) рифтогенез раннеархейской плиты или коллизия мелких плит с проявлением кислого магматизма (эмбриональные островные дуги);

б) «рифт в рифте» сумийского возраста (сидерий) за счет сближения части ЗП в однонаправленную систему и формирования трансформных разломов;

в) рассеянный рифтогенез в пределах рифтогенной системы и, частично, за ее пределами;

г) «рифт в рифтах» людиковийского возраста (орозирий) и заложение параллельного ему Ладожско-Оутокумпу-Каупио с протоофиолитовым типом магматизма.

Все последующие проявления магматизма так или иначе тяготеют к выделенному рифту. Эволюция магматизма на фоне циклически повторяющихся тектонических событий предполагает закономерное появление таких структур, в которых присутствуют магматиты с соответствующей рудной минерализацией, связанной с продвинутой дифференциацией мантийно-корового вещества. В зонах трансформных разломов сложенные лополиты меняют свой состав от коматиитового (Бураковско-Аганозерский и др. массивы) с отчетливыми следами контаминации кислым материалом на бонинитовый (Кивакка и др.) к габбронорит-габбро-анортозитам (Кольский п-ов). Смена состава в единой внутриконтинентальной структуре еще раз подчеркивает неоднородность фундамента и литосферы в целом. Дальнейшая эволюция рифта обусловлена углублением раскола литосферы на фоне ее утолщения, что отразилось на увеличении энергетических затрат и уменьшении объема выплавок мантийного вещества.

Дискуссионный ятулийский магматизм наиболее активен в Печенгской структуре и локально проявлен на Карельской территории. Фенноскандинавский щит по палеорекострукциям материков разных авторов в этот период продолжал находиться в составе Евразии, и в пределах древнего шва на месте Терско-Аллареченского ЗП стал формироваться Печенгско-Варзугский рифт, прослеживающийся на СЗ и ЮВ на территорию Центральной Карелии. Отмечается смена коматиит-толеитового магматизма толеит-пикритовым. В апогалактии происходит внедрение кейвских трахидолеритов и габбро-диоритов на Карельской части Балтийского щита (2300–2200 Ма).

Особое место занимает людиковийский палеорифт на уже сформированной континентальной коре. Его протяженность от Онежской структуры до Печенги примерно 1000 км. Его отличает присутствие значительного объема поздних пикритов и появление субщелочных сиенитовых дифференциатов. Интрузивные комплексы в виде щелочных массивов (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро-Тикшозеро) на севере, пикритовых (Кончозерский, Ропручейский и др.) на юге характеризуют глубину раскола литосферы до не менее 200 км и подчеркивают ее сложное слоистое строение и только потом степень плавления. Однако происходит внедрение верлит-габбровых даек, гранитов, габбро-анортозитов. В архейский фундамент в пределах Печенгской структуры внедрялись дайки основного и щелочного состава, отмечен пик гранулитового метаморфизма, гранитообразование. На ЮВ окраине Фенноскандинавского щита наиболее крупными являются авгитовые дайки пудожгорского типа – Пудожгорская, Койкарско-Святнаволоцкая и др. Койкарско-Святнаволоцкая дайка представляет собой подвулканную интрузию Гирвасского палеовулкана. Этот комплекс пород близок к формированию в Финляндии ванадий-титан-магнетитовых месторождений Отанмяки и Муставаара, габбро-перидотитов Оутокумпу и Ермуа. В Приладжье внедряются перидотит-габбро-диориты (Коталахти, Кааламо, Велимяки и др.) и магматиты известково-щелочной серии, гиперстеновые гранитоиды, анатектические тоналиты ладожской серии. Предполагается, что в период около 2060–1980 млн лет здесь мог существовать внутриконтинентальный палеорифт, протяженностью более 1000 км, внутри которого формировалась цепь небольших вулканов. «Горячей точкой» для рифта могла служить «протоисландская» плюмовая система, тренд смещения от которой прослеживается по специфике магматизма на щите.

В.В. Лепешко, Б.А. Казанский, П.С. Зимин, Ю.И. Мельниченко
О СТРУКТУРАХ РЕЛЬЕФА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ В РАЙОНЕ АЗИАТСКО-
ТИХООКЕАНСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

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

Цель проводимой работы – уточнение геодинамики региона. Здесь приводится описание одного из этапов сравнительного анализа геофизических полей и структур земной поверхности – сравнение строения рельефа и гравитационного поля.

Неоднородности в строении гравитационного поля и рельефа имеют причинно-следственные связи. Распределение неоднородностей в земной коре контролируется тектоническими деформациями. Соответственно деформациям, изменяется и облик рельефа. Сравнение структур поля и рельефа дает информацию, дополнительную к геологической. Это дает возможность уточнить кинематические и генетические характеристики тектоники изучаемого региона.

Такие работы выполняются в четыре стадии: 1 – обработка данных и построение карт, 2 – выявление закономерностей по характерным структурным рисункам карт, 3 – районирование по выбранным критериям и показателям, 4 – проведение сравнительного анализа, обобщения, построение моделей.

Применены массивы альтиметрических данных, представленные в Интернете [7, 8]. Они различаются детальностью, интерактивными возможностями. Авторы пользовались данными программы ETOPO 1' [7] Обработка данных проводилась в форматах «SURFER», «EXCEL», «PaintNET». С их помощью картографический образ [1] изучаемых объектов может быть отображен разнообразно, с необходимыми детализациями, трансформациями и обобщениями [6].

Таким образом, был составлен комплект карт аномалий гравитационного поля и рельефа региона в виде 3Д (подсвеченных поверхностей) и в изолиниях. По картам выявлялись и изучались пространственно-временные соотношения участков земной поверхности, отличающихся от соседних генезисом и, соответственно, строением гравитационных полей, и рельефа. Такие участки, поверхности являются верхними частями структурных парагенезов деформаций в объеме земной коры. Их структурные рисунки геометрией элементов отражают кинематические особенности формирования структурных парагенезов неоднородностей коры [4, 5].

Структурные рисунки полей гравитационных аномалий и рельефа имеют черты сходства и различия. Границы крупнейших в регионе морфоструктур полностью или почти совпадают с границами генетически связанных с ними геофизических полей. В рельефе такие морфоструктуры, как правило, различаются признаками выравнивания и деформаций земной поверхности. От равнин (слабые деформации) до горных цепей (сильные). Во многом соответственно рельефу в региональном масштабе выглядят поля гравитационных аномалий. От слабо положительных и слабо отрицательных на равнинах – до максимально положительных в горных областях. По распределению в плане морфометрических характеристик рельефа и значений аномалий регион делится на участки с разной концентрацией неоднородностей. Протяженные зоны с высокой концентрацией неоднородностей разделяют поля с более низкими концентрациями. Это характерно при всех сравнениях, как, например, на рис. 1. На нем видны черты сходства

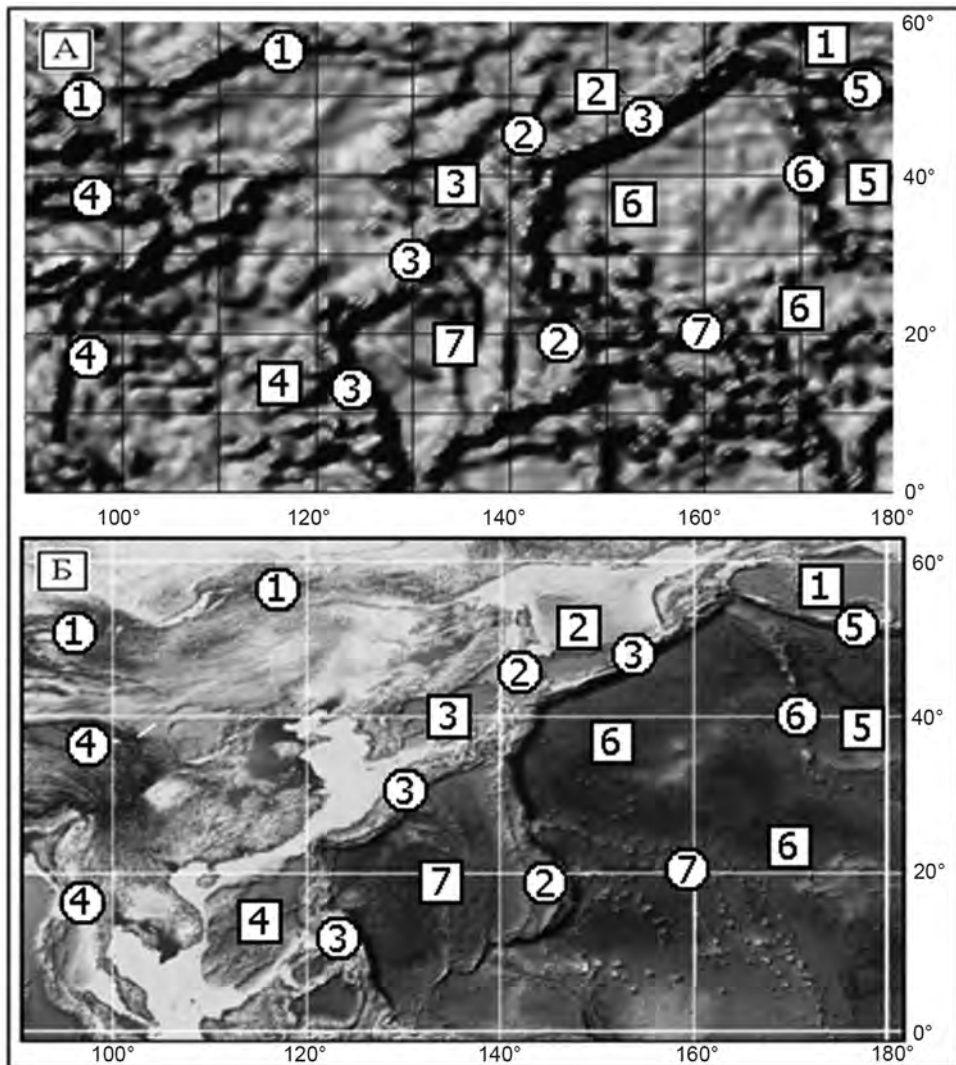


Рис. 1. Карты изучаемого региона. А – разницы максимальных и минимальных значений гравитационного поля в редукции Фая, Б – рельефа. 3D формат по данным «ЕТОРО 1^о». Цифрами в кружках обозначены протяжённые структуры гравитационного поля (А) и рельефа (Б). В квадратах – участки переходной зоны и океана, ограниченные протяжёнными структурами.

редуцированного гравиметрического поля и рельефа.

Такое строение структурных рисунков свидетельствует о трансрегиональных и локальных изменениях направлений развития деформаций земной коры, создавших сеть из линейных и площадных неоднородностей вблизи ее поверхности. В плане и на разрезах они выглядят как парагенезы структур, сформированных двусным растяжением, обрамленные парагенезами нормального сжатия. На рис. 2 неоднородности интерпретированы как парагенезы деформаций в земной коре.

Вверху (А) совмещены контуры парагенезов рельефа и осреднённого поля грави-

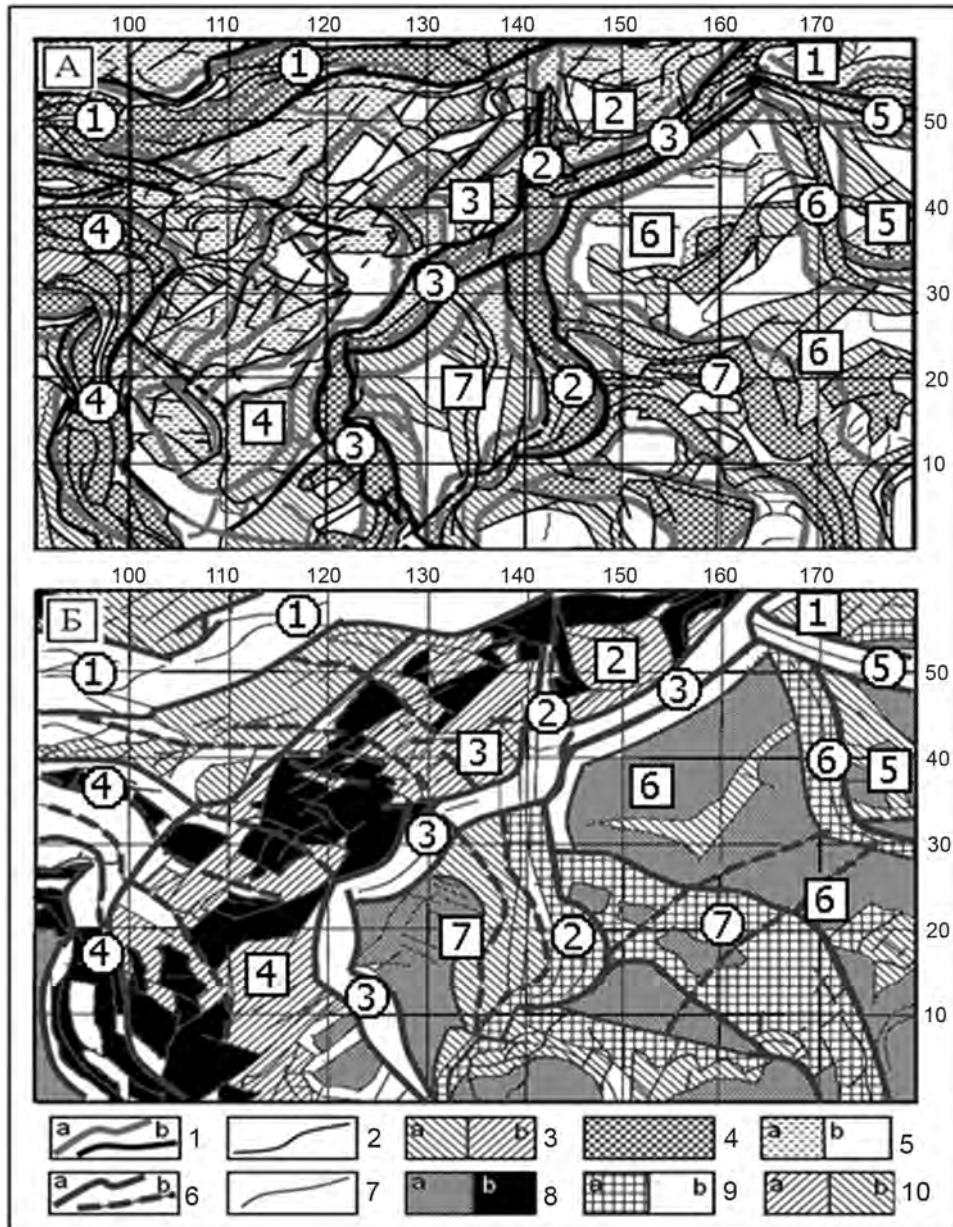


Рис. 2. Структурные рисунки парагенезов деформаций земной коры: А – в контурах рельефа и полей гравитационных аномалий, Б – генерализованные в контурах поверхности.

А – 1–5: 1 – границы крупнейших ассоциаций структурных парагенезов: а – в полях аномалий, б – в рельефе, 2 – элементы структурных рисунков рельефа и аномалий, 3–5 парагенезы, выделенные по признакам концентраций неоднородностей, 3 – средняя концентрация: а – по гравиметрическим показателям, б – по морфометрическим, 4 – высокая для аномалий и рельефа, 5 – низкая (а) и очень низкая (б).

Б – 6–10: 6 – тектонические границы трансрегиональных ассоциаций парагенезов деформаций и зоны разломов: а – непрерывные, б – прерывистые, 7 – протяжённые элементы парагенезов, характерные в пределах ассоциаций, 8–10 – ассоциации парагенезов деформаций: 8 – слабо проявленных рассредоточенных деформаций;

тационных аномалий в редукции Фая (осреднение на ячейку 1×1 градус. Критерии различий и ограничений парагенезов – морфометрические характеристики и ориентировки форм рельефа и аналогичные – для полей аномалий. Внизу (Б) выделены ассоциации структурных парагенезов деформаций и зоны разломов, их ограничивающие или нарушающие. Переходная зона здесь выделяется как широкая полоса деформаций, «наложенная» на группу субширотно протяжённых ассоциаций материка и отделяющая их от океанических образований. Тектоническая роль переходной зоны – перестройка материковой и океанической коры в результате меняющихся направления трансрегиональных и локальных деформаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 14-05-00294, 15-05-06638, программы Дальний Восток. 15-1-1-017. Изучение закономерностей взаимосвязей формирования газогидратов, потоков метана и нефтяных залежей и использование их для поисков углеводородов. 2015.

Литература

1. Берлянт А.М. Образ пространства: Карта и информация. М.: Мысль, 1986. 240 с.
2. Лепешко В.В., Белоус О.В. О полях деформаций в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 490–495.
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. Лепешко В.В., Казанский Б.А., Белоус О.В., Мельниченко Ю.И. Ассоциации структурных парагенезов Востока Азии и прилегающего океанического дна // Геология морей и океанов: Материалы XXI Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС, 2015. С. 178–181.
5. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С.145–197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).
6. Суханов В.В. Научная графика на компьютере. Владивосток: Дальнаука, 2005. 335 с.
7. http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
8. <http://maps.grida.no/go/collection/topographic-maps>

а – впадин океанического дна и морей, б – материковых равнин и шельфа, 9 – максимально проявленных: а – контролирующих вулcano-тектонические поднятия, б – сформировавших трансрегиональные тектонические складчатые зоны, 10 – средних по амплитудам, с переменными направлениями развития: а – в переходной зоне, б – за ее пределами.

Цифрами на рисунках обозначены ассоциации парагенезов деформаций. Цифрами в кружках – зоны максимальных концентраций деформаций. В квадратах – области умеренных, рассредоточенных деформаций.

В.Л. Ломтев

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ХОЛМЫ СЗ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ

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

Абиссальные холмы СЗ плиты Пацифики традиционно считают юрско-меловыми подводными вулканами, реже магматическими диапирами или структурами протыкания с верхнемантийными серпентинитовыми ядрами [2, 3, 10, 13, 15–18]. Строение холмов изучалось по данным высокочастотного (120–150 Гц) НСП (рейсы 1982–1989 гг. НИС «Морской геофизик», «Пегас» и «Проф. Гагаринский») и МОГТ1 (рейс 1989 г. ГС «Акад. Гамбурцев», трест «Дальморнефтегеофизика» [1, 4, 5, 8, 9, 12]). После сейсмостратиграфической привязки сейсмопрофилей к скв. 304, 305, 580, 581 б/с «Гломар Челленджер» [1] можно оценить их относительный возраст и наметить историю формирования. Ниже представлены несколько примеров тектонических холмов СЗ плиты, ключевыми признаками которых стали асимметрия (взбросо-надвиговые моноклинали в зоне гравитационного пластового срыва геофизических слоев 1–4) и отсутствие явных признаков вулканической деятельности (рис. а–г).

Так, на рис. 1а сейсмопрофиль 1МГ (НИС «Морской геофизик») на вершине краевого вала Зенкевича (Хоккайдо) между региональными разломами Тускарора и Хоккайдо пересек гряду небольших, частью асимметричных, холмов высотой до 120 м и шириной 48 км. Холмы венчают смещенные (до 1.8 км) к северо-западу своды асимметричных сквозных складок в кайнозойском чехле и докайнозойском акустическом фундаменте. Асимметрия складок возникает за счет более крутых и коротких юго-восточных крыльев в сравнении с северо-западными (моноклинали). Их формирование связано с малоамплитудными пологими надвигами фундамента с вергентностью к северо-западу от 2° во фронте до 4° в тылу (складчато-надвиговый веер в зоне гравитационного срыва геофизических слоев 1–4 – аллохтонная океаническая кора). Высота складок с глубиной возрастает, достигая ~ 500 м в кровле докайнозойского акустического фундамента, что связано с конседиментационным режимом надвигания и повышенной мощностью гемипелагических (горизонт D1) и гемитерригенных (горизонт D2) осадков неоген-раннечетвертичного фана (конус выноса) среднекурильских каньонов на внешнем аккумулятивном подножии Курильской подводной окраины, существовавшей до заложения Курило-Камчатского глубоководного желоба в среднем плейстоцене [7, 8]. Конседиментационный режим гравитационного срыва определяется по утонению позднекайнозойских осадков, особенно горизонта D1, к сводам тыловой и двух фронтальных складок (холмов), что позволяет их датировать средним миоценом–квартером.

На рис. 1б сейсмопрофиль 17П (НИС «Пегас») пересек разломную зону шириной 31 км в основании западного склона поднятия Шатского. В ее структуре с запада на восток выделяются два асимметричных холма, центральный симметричный купол шириной 7.1 км, высотой 665 м и крутыми (~ 20°) склонами, а также низкий холм справа, ограниченный встречными надвигами. Все холмы являются выступами акустического фундамента, драпированными маломощным (до 50–80 м) плащом кайнозойских осадков (контуриты толщи D и вероятно лессы горизонта C). Горизонтальное налегание осадков Камчатского контурного мегафана, выполняющих абиссальную котловину Тускарора (часть СЗ котловины Пацифики между краевым валом Зенкевича и поднятием Шатского), на западном, передовом склоне холма у пикета 7 час (надвиговая моноклинали,

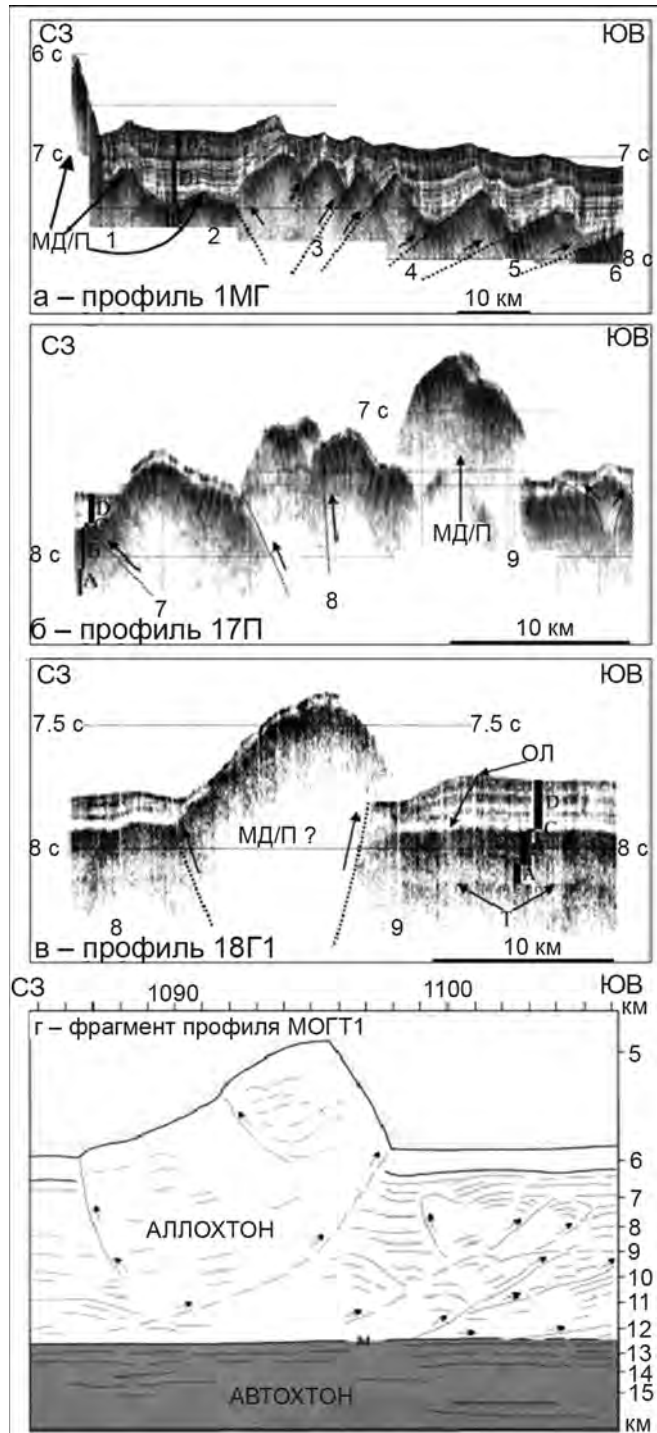


Рис. а–г. Фрагменты профилей НСП и МОГТ1: а–в – вертикальный масштаб на временных разрезах НСП в секундах двойного пробега; вертикальные линии – марки судового времени. Стратиграфия мезокайнозойского, осадочно-траппового чехла по данным [8, 9, 12, 13]: Т, А – финальные траппы и вмещающая карбонатная толща поздней юры–раннего мела, соответственно, В – опаковый слой пестрых кремней и глин конца раннего–позднего мела; С – пестрые немые глины палеогена–раннего миоцена; D – туффито-кремнисто-глинистая толща среднего–позднего миоцена–квартера. МД – предполагаемый магматический диапир, ГП – предполагаемая гранитная протрузия [5]; ОЛ – осадочная лопасть; точки со стрелками – разломы и смещения по ним здесь и рис. 2; г – фрагмент глубинного разреза МОГТ1 близ разлома Тускарора в интерпретации автора [5, 12]: М – подошва аллохтонной океанической коры (геофизические слои 1–4). Пунктиры со стрелками – разломы и смещения по ним. Прочие линии – дно и отражающие границы в аллохтоне и автохтоне. Положение сейсмопрофилей см. в работах [8, 11].

сложенная с поверхности кремнями и глинами опакового слоя) надежно фиксирует его допозднемиоценовый возраст (выступ акустического фундамента). Соседний двухкупольный холм близ отметки 8 час (взбросовая моноклираль) облекают маломощные контуриты толщи D. Малая мощность толщи в разломной зоне и налегание на ее передовой уступ указывают, что деформации здесь происходили в начале отложения толщи D, когда здесь существовал невысокий палеовыступ фундамента. Центральный купол – также часть этого выступа, т.к. у пикета 9 час на основание его юго-восточного склона налегают контуриты толщи D. По всей видимости купол образован гранитной протрузией [5]. Низкий холм к востоку от него видимо является апофизой протрузии или выжатым блоком фундамента. Итак, холмы на рис. 1б в основном тектонические с признаками унаследованного развития с мела–палеогена.

В сравнение с рис. 1а восточное падение разломов на рис. 1б позволяет предполагать субширотное сжатие аллохтонной океанической коры и рамповую структуру котловины Тускарора со встречным падением разломов сжатия. Восточное падение разломов сжатия на рис. 1б предварительно можно связывать со сползанием коры на пологом западном склоне поднятия Шатского аналогично Камышовому монроклинорию Западного Сахалина [6] или одновременным внедрением крупной гранитной протрузии и выдавливанием блоков акустического фундамента в ее контуре и окрестности.

На рис. 1в представлен фрагмент сейсмопрофиль 18Г1 (НИС «Проф. Гагаринский») на юге абиссальной котловины Тускарора с одиночным асимметричным холмом шириной 11 км и высотой 320 м. Он также является выступом докайнозойского акустического фундамента. Его вершина и северо-западный пологий ($\sim 4^\circ$) склон прикрыты плащом (30–40 м) позднекайнозойских контуритов, протягивающихся на прилегающую равнину ложа, где они слагают верхнюю, придонную часть толщи D. Противоположный, короткий (2.4 км) и крутой ($\sim 8^\circ$) склон холма обнажен. Лишь его основание прикрыто русловыми фациями толщи D сокращенной мощности, слагающими небольшую абиссальную долину или моут (котловина вымывания [3, 15]). Столь разное строение толщи D на склонах и в окрестности холма указывает на невысокий, возможно абрадированный, выступ фундамента (палеорельеф), контролировавший положение русла (моута) и отложение контуритов, в том числе и на самом выступе. В квартере последний был приподнят взбросом, вероятно унаследованным от предшествовавшей эпохи, который и сформировал этот асимметричный одиночный абиссальный холм.

На рис. 1г с фрагментом глубинного разреза МОГТ1 представлен асимметричный холм или надвиговая моноклираль высотой 1 км у восточного края вала Зенкевича. В подошву его крутого передового склона выходит чешуйчатый надвиг, прослеженный до деколлемента (поверхность срыва) в кровле слоя 5 (автохтон). Согласно [5, 12] эта надвиговая моноклираль стала эталоном при диагностике асимметричных тектонических холмов СЗ плиты или ранее – при изучении деформаций Невельского шельфового землетрясения [6].

Итак, на СЗ плите Пацифики с учетом данных высокочастотного НСП ИМГиГ ДВО РАН в атласе В.Н. Патрикеева [11] широко распространены асимметричные тектонические холмы, связанные с пластовым гравитационным срывом геофизических слоев 1–4 с краевого вала в неогене–квартере. Фронт срыва маркирует блоковая мегамоноклираль Шатского с крутым восточным склоном. Следовательно, СЗ плиту вероятно правомерно считать аллохтонной, выделяя ее в объеме смещенной океанической коры (коровая плита). По данным донных сейсмографов на краевом валу Зенкевича срыв сопровождается

повышенной сейсмичностью [14], намечая новую сейсмическую провинцию Земли. В свете изложенного важно вспомнить и северосахалинский п. Нефтегорск, к сожалению, ошибочно построенный на вершине асимметричной фронтальной моноклинали в зоне активного субмеридионального разлома и разрушенный 27(28) мая 1995 г. сильным коровым землетрясением.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые Охотского моря: Отчет о НИР (закл.) / ИМГиГ ДВО РАН; Рук. Г.С. Гнибиденко № ГР01860133531. Южно-Сахалинск, 1990. Т. 2. С. 104–231.
2. Гершанович Д.Е., Леонтьев О.К. Абиссальные холмы как генетический тип рельефа Мирового океана // Геоморфология. 1983. № 4. С. 14–22.
3. Кеннет Дж. П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 2. 384 с.
4. Ломтев В.Л. К диагностике пластовых срывов // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XXI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 508–512.
5. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 21–32.
6. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Тектонические условия Невельского (02.08.2007, М~6.1) землетрясения // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 44–53.
7. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. О четвертичном возрасте тихоокеанских желобов // Геоморфология. 1988. № 4. С. 55–63.
8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.
9. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России: Доклады междунар. науч. симп. 24–28 сентября 2002 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 131–144.
10. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.
11. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
12. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 42–64.
13. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
14. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С. Гнибиденко, Т.Г. Быкова, В.М. Воробьев и др. М.: Наука, 1980. 179 с.
15. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан) / Г.С. Гнибиденко, Г.И. Аносов, И.П. Карогодина и др. М.: Наука, 1988. 88 с.
16. Тектоника северо-западной части Тихого океана / Г.С. Гнибиденко, Г.И. Аносов, В.В. Аргентов и др. М.: Наука, 1983. 118 с.
17. Ханкишиева Л.М. Строение осадочного чехла возвышенности Шатского: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИО РАН, 1989. 24 с.
18. Volcanic growth faults and the origin of Pacific abyssal hills / K.C. Macdonald, P.J. Fox, R.T. Alexander et al. // Nature. 1996. V. 380, N 6570. P. 125–129.

В.Л. Ломтев

ИНЪЕКТИВНЫЕ ХОЛМЫ СЗ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ

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

В отличие от тектонических инъективных холмов (подводные вулканы, магматические диапиры или структуры протыкания [5–7]) СЗ плиты Пацифики почти симметричны, имеют коническое строение, но без признаков вулканической деятельности. Ниже по результатам сейсмостратиграфических исследований по материалам высокочастотного (120–150 Гц) НСП ИМГиГ и глубоководного бурения представлено несколько примеров инъективных абиссальных холмов [1–4].

Так, на рис. 1а сеймопрофиль 111Г (НИС «Проф. Гагаринский») пересекает цепь невысоких, почти симметричных холмов на юго-западе котловины Тускарора близ крупного одноименного разлома и края Сангарского фана (конус выноса одноименного каньона [2]). Высота холмов снижается к юго-востоку от 375 до 105 м. Диаметры их оснований варьируют от 6–7 до 12–13 км. Холмы являются коническими выступами фундамента, пликативно деформирующими кайнозойский осадочный чехол. Поэтому их можно считать постседиментационными (четвертичными) инъективными холмами, связанными с бескорневыми гранитными протрузиями [1]. Отметим высокий холм (535 м с учетом мощности толщи D на юго-восточном склоне) с разнонаклонными склонами (от 4.5 до 15.5°) и их разным строением. Так, к северо-западному склону прижаты абиссальное русло и край Сангарского фана, что указывает на палеовыступ фундамента, контролировавший седиментацию у подножья Курильской подводной окраины и прилегающего конечного бассейна стока турбидитов [2]. В квартере выступ был приподнят по надвигу и видимо увенчан шапкой полупрозрачных гемипелагитов мощностью до 100 м, облегающих вершину и с утонением – склоны холма. Они надстраиваются к подошве левого склона и выклиниваются к подошве правого склона. В строении шапки выделим придонную слабоконтрастную пачку, которая прослеживается к юго-востоку в гемипелагической толще мощностью 100–150 м. Таким образом, еще недавно это была периферия Камчатского контурного мегафана, частью эродированная при образовании холма.

На сеймопрофиле 6МГ2 (НИС «Морской геофизик») на севере котловины Тускарора обнаружен необычный абиссальный холм шириной 23.5 км по основанию и наклонным цоколем с юго-запада (рис. 1б). Он имеет разновысотные склоны: 660 м северо-восточный и 330 м – юго-западный. Отметим и разную крутизну склонов (северо-восточный ~10°, юго-западный ~5°), их шероховатость и отсутствие кайнозойского чехла (горизонты С и D). В основании юго-западного склона развит наклонный ступенчатый цоколь, на котором мощность толщи D уменьшается вдвое. Субстрат холма полупрозрачен, с многочисленными дифракциями и отчасти газонасыщен. В полосе шириной ~ 5 км он как бы прорывает контрастный мезокайнозойский чехол. Такое строение и имидж разреза позволяет предполагать, что холм слагают брекчия и глыбы известняков толщи А поздней юры-раннего мела, выдавленные протрузией в квартере. Брекчированность известняков видимо подготовлена подвижками по скрытому надвигу, определившему асимметрию холма. Приподнятость цоколя указывает, что в миоцене здесь был палеовыступ фундамента, активизированный в квартере при срыве слоев 1–4. Т.о., холм имеет комбинированный, тектоно-инъективный генезис с признаками унаследованного развития по крайней мере с миоцена.

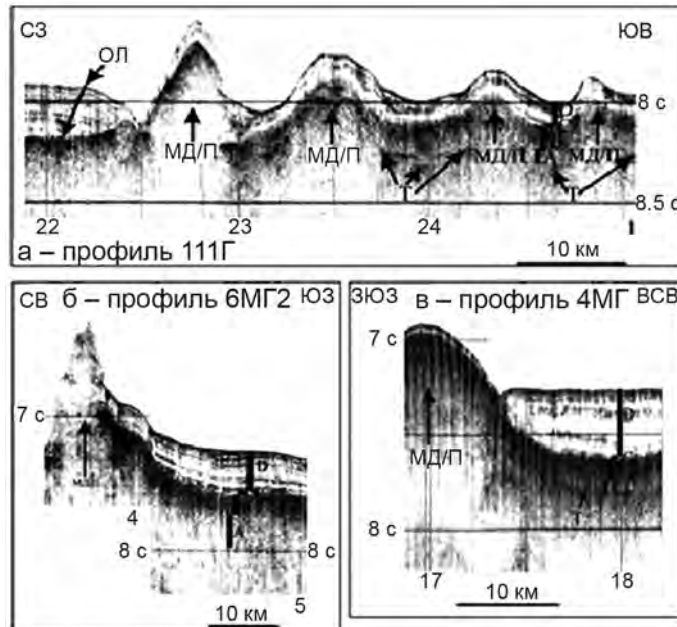


Рис. 1а-в. Фрагменты профилей НСП с инъективными холмами: D1, 2 – двухслойная туффито-кремнисто-глинистая толща на краевом валу: преимущественно гемипелагическая (1) и гемитерригенная (2) толщи соответственно. Остальные обозначения см. на рис. 1 в другом докладе автора. Положение профилей см. в [3].

Сейсмопрофиль 4МГ пересек одиночный абиссальный холм близ подошвы западного склона поднятия Шатского (рис. 1в). Его видимая ширина достигает 17.6 км при высоте ~ 550 м, включая нижнюю часть, погребенную под контуридами толщи D мощностью 315 м (поздний миоцен–квартер). Это почти идеальный купол акустического фундамента с выпукло-вогнутым, пологим (~ 2°) восточным склоном и уплощенной вершиной, драпированных маломощными (~ 40 м) лессами палеосуши (горизонт С). Последние прослежены на прилегающую равнину ложа, где погребены под контуридами толщи D. Налегание последних на склон холма фиксирует локальное угловое несогласие вероятно позднемиоценового возраста (палеорельеф) и спокойную обстановку аккумуляции контуридов. Отсутствие вершинного бенча указывает на подводных условия образования холма (средний миоцен?), возникшие после затопления мел-раннекайнозойской палеосуши Пацифиды водами молодой Пацифики, но до начала отложения контуридов [2].

На западе котловины Тускарора сейсмопрофиль 2П (НИС «Пегас») пересек выжатый по разломам и слегка асимметричный блок фундамента шириной 6.7 км и высотой 400 м с вероятно абрадированной вершиной (рис. 1а). В рельефе дна он выражен небольшим столовым холмом с пологими склонами и уплощенной, частью эродированной, вершиной. С северо-запада холм осложнен небольшим симметричным конусом с крутыми (~ 14°) склонами и диаметром основания 1.8 км. Конус прерывает толщу D и имеет разновысотные склоны, опирающиеся на разновысотные блоки фундамента. Инъективную природу и четвертичный возраст конуса подчеркивают задиранье кверху неоген-четвертичных осадков вдоль его юго-восточного и возможно северо-западного склонов, а также обилие дифракций внутри него (вероятно брекчия и глыбы фундамента, выдавленные протрузией). Судя по гипсометрии двух контрастных пачек близ границы раздела горизонтов D1,2, их выдержанной мощности вдоль профиля, а также пологой флекsure на юго-восточном фазе выжимание блока фундамента по разломам произошло

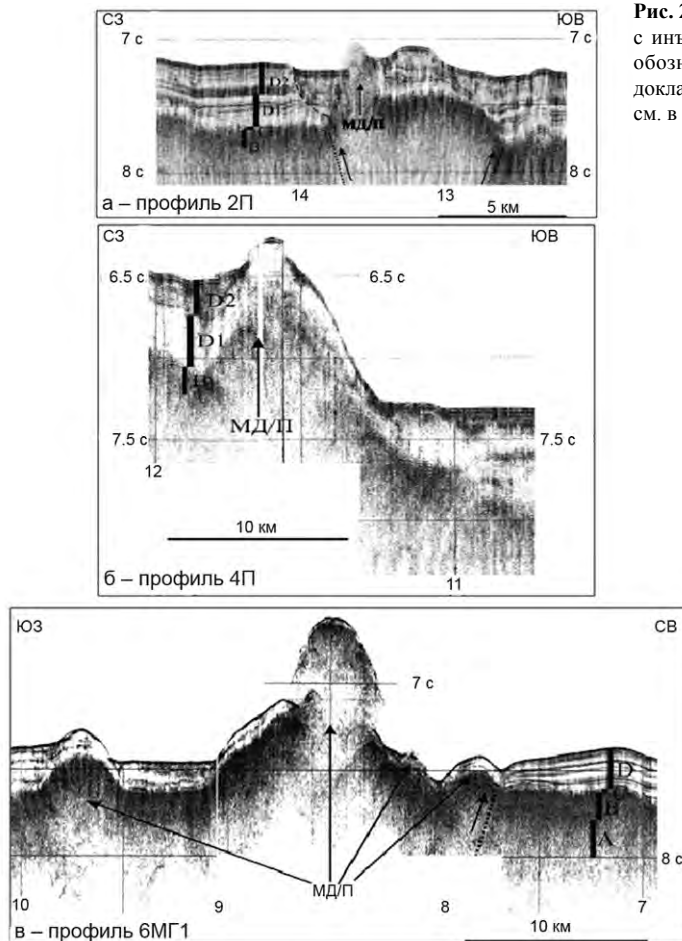


Рис. 2а–в. Фрагменты профилей НСП с инъективными холмами. Условные обозначения см. на рис. 1 в другом докладе автора. Положение профилей см. в [3].

в квартере. Отдельно отметим линзу молодых переотложенных осадков, выполняющую котловину вымывания или почти погребенную абиссальную долину у северо-западного склона конуса. В ее строении нет этих контрастных пачек в средней части толщи D, что указывает на недавнее (голоцен?) заполнение долины осадками абиссальных бурь [2]. Налегание подошвенной прозрачной пачки горизонта D1 на основание выступа свидетельствует о его досредне-позднемиоценовом возрасте (палеорельеф).

На рис. 2б профиль 4П пересекает одиночный, почти симметричный холм шириной 12 км, венчающий северо-западный борт осевого рифтограбена (раздвиг) зоны разлома Хоккайдо [1–3]. Его выпуклые склоны крутые (~8°) и разновысотные, поскольку опираются на плечо (160 м) и днище рифтограбена (750 м). Несколько меньше разновысотность склонов по кровле фундамента за счет повышенной (~600 м) мощности толщи D на плече. Таким образом, холм является куполом фундамента, драпированным осадками горизонта D1. Мощность последнего на северо-западном плече и борту рифтограбена выдержана, но в днище заметно возрастает (~500 м) частью за счет контрастных турбидитов, которые слагают придонный, плиоцен-четвертичный горизонт D2 и залегают согласно с подстилающими осадками горизонта D1. На склонах холма установлено ло-

кальное угловое несогласие между этими горизонтами, связанное с налеганием контрастных придонных осадков на его основание. Последнее говорит о плиоценовом возрасте холма и его инъективной природе (протрузия вдоль краевого разлома рифтограбена).

На рис. 2в в центральной части котловины Тускарора профиль 6МГ1 в полосе шириной 25.5 км пересекает одиночный абиссальный холм с наклонными цоколями и низкими холмами на небольшом удалении. Диаметр основания холма с учетом цоколей достигает 12.5 км, а без них – 4.5 км. У него выпукло-вогнутые, слегка разнонаклонные и разновысотные склоны: 6° – юго-западный склон высотой ~ 640 м и 8.5° – северо-восточный склон высотой 750 м. Верхняя часть холма высотой 375 м имеет более крутые склоны (~ 13°) и уплощенную вершину с маломощным (< 25 м) плащом позднекайнозойских гемипелагитов в сравнении с юго-западным цоколем и прилегающей равниной ложа. Столь же тонкий плащ гемипелагитов покрывает склоны и узкий, северо-восточный цоколь холма, к которому примыкает абиссальная долина (моут?) у пикета 8 час, обвалованная намывной дамбой. С учетом почти симметричной формы центрального конуса можно предполагать его инъективный генезис (про-трузия). Аналогичную природу имеет вероятно и низкий (131 м) симметричный холм с юго-запада с диаметром основания 4.8 км. Заметные различия в гипсометрии и ширине цоколей надежно фиксируют тектоническую подвижность фундамента, проявленную и при формировании низкого асимметричного холма с северо-востока. Утонение толщи D на вершине, склонах и цоколях центрального конуса в сравнении с прилегающим ложем указывает на абрадируемый палеовыступ фундамента, который контролировал положение абиссального русла, его намывной дамбы с северо-востока и отложение гемипелагитов в позднем миоцен-раннем плейстоцене, в том числе и на самом выступе, т.е. его унаследованное развитие с мела-палеогена. Параллельность дна и кровли фундамента позволяет датировать эти холмы кварталом (постседиментационные конусы крупной протрузии с апофизами).

Итак, инъективные холмы СЗ плиты Пацифики молоды (поздний кайнозой), сформированы бескорневыми, видимо гранитными, протрузиями из слоя 4 (сложен первично-осадочными толщами раннего Тетиса [1, 4]) без признаков вулканической деятельности и тяготеют к зонам разломов (частью комбинированные, тектоно-инъективные холмы). Гранитизация слоя 4 возможно связана с флюидами и теплом трения пластового срыва слоев 1–4 и следует из низкого теплопотока на СЗ плите [4, 6]. Другие примеры инъективных холмов этого региона можно видеть в атласе [3].

Литература

1. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 21–32.
2. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.
3. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
4. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 42–64.
5. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан) / Г.С. Гнибиденко, Г.И. Аносов, И.П. Карогодина и др. М.: Наука, 1988. 88 с.
6. Тектоника северо-западной части Тихого океана / Г.С. Гнибиденко, Г.И. Аносов, В.В. Аргентов и др. М.: Наука, 1983. 118 с.
7. Ханкишиева Л.М. Строение осадочного чехла возвышенности Шатского: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИО РАН, 1989. 24 с.

Ю.Ф. Манилов**ДИЗЬЮНКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Изучаемая территория сформировалась в переходной зоне от континента к океану в процессе взаимодействия континентальной литосферы Восточной Азии с Тихоокеанской океанической.

Дизьюнктивная тектоника в пределах рассматриваемого региона проявлена весьма разнообразно: от тектонической трещиноватости до разломов протяженностью многие сотни километров. Схемы тектонических нарушений составлялись разными авторами. Положение многих дизьюнктивов в местах выхода консолидированного фундамента, несмотря на некоторую несостыковку в названиях, хорошо согласуется. Сложность в том, что значительная часть территории перекрыта осадочно-вулканогенным чехлом, под которым расположение большинства разломов остается дискуссионными. Еще одной проблемой является недостаточное использование составителями имеющегося геофизического материала, посредством интерпретации которого часть неопределенностей возможно разрешить, т.к. значительное количество крупных нарушений проявлено в физических полях. Комплексный анализ геофизической информации в сопоставлении с геологическими данными позволяет проследить расположение дизьюнктива на закрытой части площади и частично выяснить распространение его на глубину.

Использованы материалы:

1. данные ГСЗ,
2. данные МТЗ,
3. карты наблюденного поля силы тяжести Δg ,
4. карты наблюденного магнитного поля,
5. геологической карты территории различных масштабов,
6. таблиц физических свойств горных пород.

В настоящей работе основные разломы взяты по В.Ю. Забродину [2], названия для впервые выделенных – авторские. Основным инструментом обработки геофизической информации являлась компьютерная технология «Coscad 3D» [3]. Вся базовая и результирующая картографическая информация собрана на платформе MapInfo.

Для выделения и отслеживания на глубину крупных тектонических нарушений опорной являлась имеющаяся сейсмическая информация и данные МТЗ, учитывалась проявленность дизьюнктивов на картах трансформированного (с разными радиусами осреднения) поля Δg и картах остаточных локальных аномалий.

Спектр направлений выделяемых разломов весьма разнообразен – от субширотной до субмеридиональной, однако преобладают дизьюнктивы северо-восточного направления. Наряду с основными дизьюнктивными элементами имеется большое количество разломов более низких порядков, которые могут быть границами между отдельными блоками земной коры внутри одной структуры.

В геодинамике Приамурья наиболее изучены региональные сдвиговые системы северо-восточного простирания – Тан-Лу и Центрально-Сихотэ-Алинского.

В систему разломов Тан-Лу объединены разломы северо-восточной ориентировки, расположенные в широкой полосе от Малого Хингана на северо-западе (Хинганский разлом), до Побережья Татарского пролива (Прибрежный разлом). Основными особенно-

стями системы Тан-Лу являются рифтогенная природа разломов, начиная с позднего мела и до четвертичного этапа, и отчетливо проявленный сдвиговый характер перемещений по ряду нарушений. Наиболее протяженные и выдержанные из них: Итунь-Иланьский (Харпинский), Уликинский, Симминский (Болоньский) и Маноминский разломы отчетливо фиксируются в виде градиентных зон поля силы тяжести и фрагментарно поля ΔT .

Важнейшую роль играет Маноминская система, которая имеет глубокое мантийное заложение (рис.), фактически является границей распространения последнего магматизма (к западу полностью отсутствуют базальты кайнозойского возраста), что наглядно отражается как в гравиметрических, так и в сейсмических материалах. Выделенный по гравиметрической информации Алгинский-Надеждинский разлом является границей между опущенной северо-западной и приподнятой центральной частями депрессии. Запутанная картина с дизъюнктивами северного Сихотэ-Алиня. В частности выделяемый всеми Центрально-Сихотэ-Алинский разлом в пределах региона не имеет глубокого заложения, несмотря на свои огромные латеральные размеры (рис.). По всем геофизическим данным его максимальная глубина не превышает и 20 км, а по данным ГСЗ [4] не превышает и 10 км. Плохо отражен на геологических картах разлом Восточный, который хорошо диагностируется в сейсмической информации и данных МТЗ. Также нет информации о Прибрежном разломе, который хорошо выражен в гравитационном поле и проявлен в плотностных моделях (рис.).

Субмеридиональные нарушения в основном распространены в центральной и восточной части Среднеамурского осадочного бассейна, продолжают гравитационную ступень [1] вдоль восточного обрамления Баджальского минимума гравитационного поля. Наиболее значительные из них: Даргинский (Кур-Алгинский), Дабандинский, Мухенский разломы, которые хорошо диагностируются в структуре поля силы тяжести зонами градиентов и высокопроводящими зонами на геоэлектрических разрезах по данным МТЗ. Примечательно, что вдоль Даргинского разлома проходит градиентная ступень мощности литосферы.

До настоящего времени недооценивается роль субширотных дизъюнктивов, которые слабо диагностируются в чехле, но четко выделяются в гравитационном и магнитном полях. В частности Бирский разлом и его продолжение прослеживается от Хингана до Сихотэ-Алиня, имеет важное значение в тектонике региона. Вдоль него происходит резкое изменение морфологии гравитационного поля. Ориентировка локальные аномалии Δg , как и ориентировка грабенов Среднеамурской депрессии, вдоль дизъюнктива меняется от северо-восточной до субширотной.

Исследования выполнены при поддержке гранта ДВО РАН (проект № 15-I-2-068).

Литература

1. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология 1986. № 3. С. 3–13.
2. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.+цв. вкл
3. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: Учебное пособие, 2-е изд-е. М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114 с.
4. Потапов С.В., Спирина Е.Е. и др. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геология. 1979. № 3. С. 23–30.

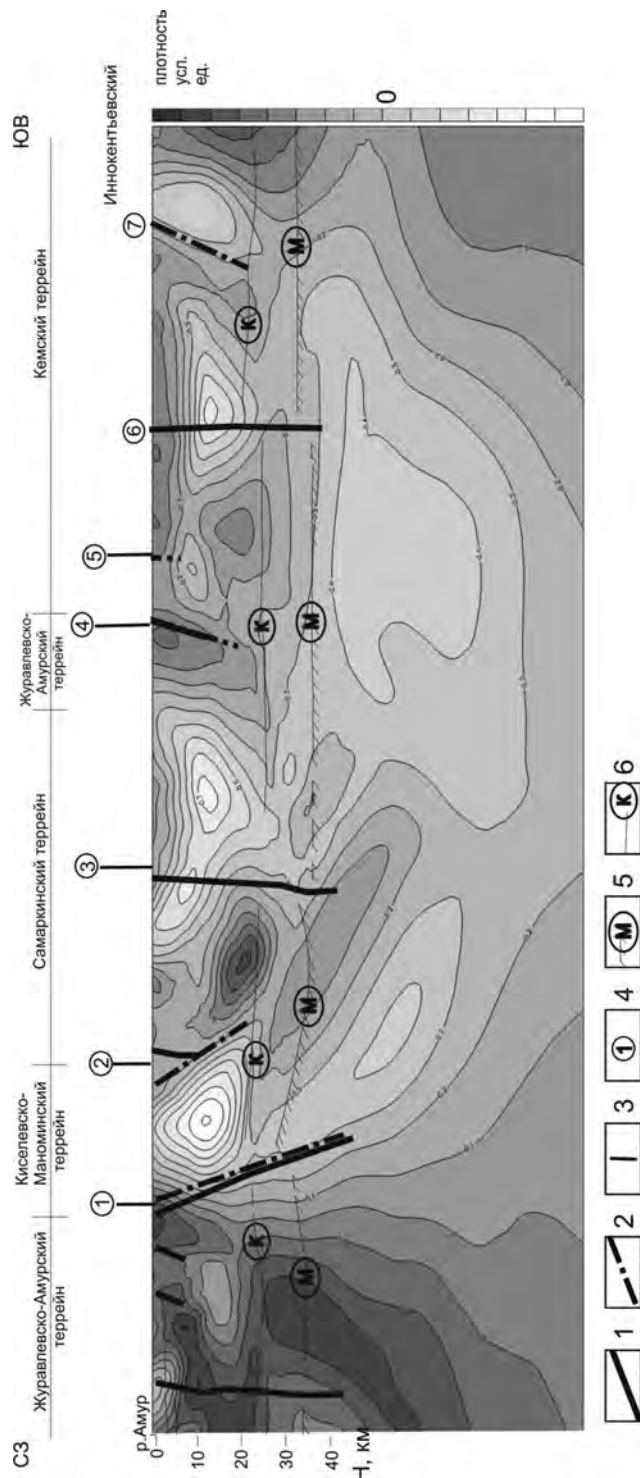


Рис. Основные разломы вдоль профиля ГСЗ Литовко-Инокентьевский в плотностной модели. Выделенные разломы: 1 – по сейсмическим данным, 2 – по гравиметрическим данным, 3 – по геологическим данным, 4 – Маноминский, 2 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 3 – Кабули-Хорский, 4 – Верхнеанхойский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 6 – Восточный, 7 – Прибрежный. Глубинные границы по данным ГСЗ [Потапов и др., 1979]: 5 – Конрада, 6 – Мохо.

П.Л. Неволин, А.Н. Митрохин, В.П. Уткин

**ДИНАМИЧЕСКАЯ ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ В
СИХОТЭ-АЛИНЕ**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Для восполнения недостатка динамо-тектонических характеристик складчатости исследовались мезозойские складчатые дислокации в центральной части Приморья (рис. 1–2) в пределах листов L-53-IX, XVI, XXII, XXIII и ближайшего обрамления. Район принадлежит аккреционному Самаркинскому и турбидитовому Журавлевскому террейна, разделенным Центральным Сихотэ-Алинским разломом (рис. 1), или Центральной, Восточной, частично, Прибрежной СФЗ. Заметим сразу, в пределах этих и других террейнов (рис. 1), динамический стиль складчатости почти одинаков. Он является результатом продольного сжатия СЗ 330–340° [6, 7].

Применялись графический [2] и статистический анализы ориентировок слоев (с максимально возможным учетом кровли-почвы) и сланцеватости в зонах складчатых и разрывных дислокаций [8, 9]. В результате по положению, длине и ориентировке стрелок (см. рис. 2), а также количественных характеристик (диаграммы) воссоздана полная совокупная архитектура складчатых форм, зафиксированы их асимметрия и вергентность, прямые индикаторы динамической тектоники.

Основу выявленной архитектуры представляет Колумбинский свод (рис. 1, 2), структура 1-го порядка, представляющая собой асимметричное антиформное сооружение. Крыло свода Северное имеет сложное, но устойчивое структурное наращивание к СЗ на расстояние около 150 км до оси Алчанской синформы, его крыло Южное 2 структурно наращивается к ЮВ на расстоянии до 70 км, до Прибрежной зоны (Таухинского террейна). К оси первопорядковой Алчанской синформы (к ЮВ) наращивается и крыло Южное 1. Сим фиксируется, что обе складки 1-го порядка кон- и дивергентно осложнены складками 2-го порядка, вергентными по восстанию именных крыльев, тем самым отражающими движения внутри первопорядковых форм, под действием продольного сжатия СЗ 330–340° и деформации сплющивания [9, 10]. Складки 2-го порядка, в свою очередь, сопровождаются вергентными по восстанию крыльев складками 3-го порядка, а те – 4-го, и далее 5→6→7→8 порядков. Напомним, что вергентность – это направленность движения масс вдоль зеркал складок в сторону наклона осевых поверхностей складок к поверхности зеркала. Соответственно, массы на крупных крыльях движутся в сторону более крутых и коротких крыльев осложняющих складок, имеющих тенденцию к опрокидыванию, что подтверждается многочисленными наблюдениями малых форм [8]. Примечательно, опрокинутые залегания закономерно часто принадлежат разнополярным крыльям одной складки, указывая на выдавленные Ω-образные антиклинали и каплеобразные синклинали. Складки всех порядков конгруэнтны, одинаково ориентированы и подобны, а также сопровождаются многочисленными надвигами, взбросами, сдвигами, сбросами.

Устанавливаются как минимум два унаследованно-наложенных этапа формирования складок. 1-й – этап типично пластичных дислокаций, 2-й – хрупко-пластичных, или этап коробления. Те и другие складки близки по типу асимметрии и по ориентировке, хотя, между собой они далеко не всегда пространственно совпадают. Поэтому этапы – следствие нескольких эпизодов ССЗ сжатия. Вероятнее всего, эпизодов (по

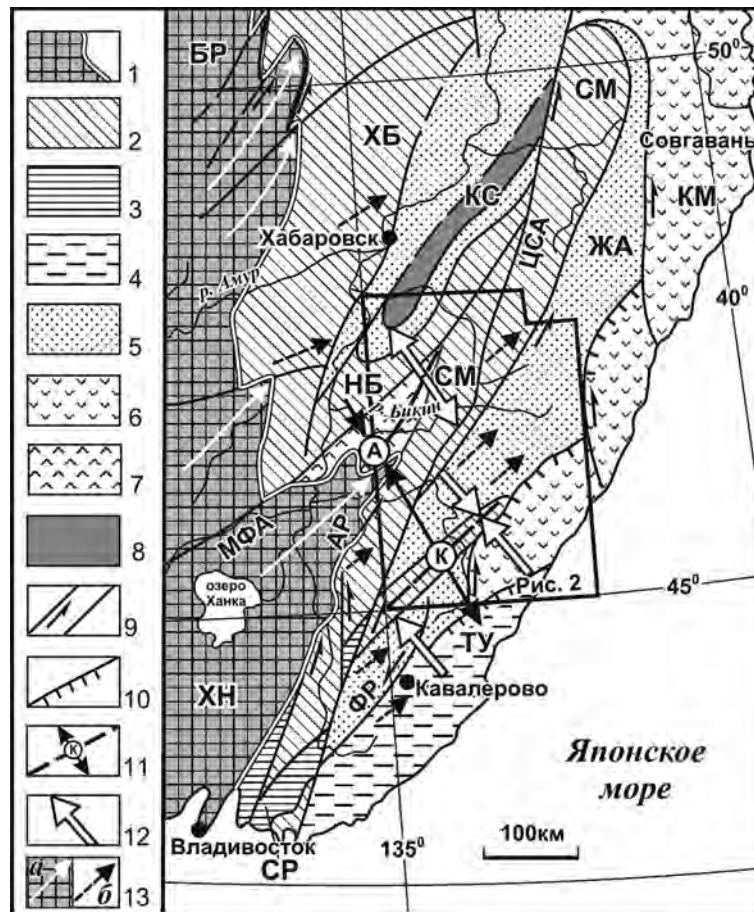


Рис. 1. Террейны Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий по [1].

1 – докембрийские-раннепалеозойские и супертеррейны; 2 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский), 3 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы (СП – Украинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 4–8 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 5 – приконтинентального синдвигового турбидитового бассейна (ЖА – Журавлевский), 6 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский); 7 – Алчанская меловая впадина; 8 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: МФА – Мишань-Фушунский (Алчанский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ФР – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – ось и крылья Колумбинского свода; 12 – соскладчатое движение масс (вергентность); 13 – оси складчатых форм юрско-сеноманского коробления коры: а – предполагаемых в пределах Ханкайского массива, б – достоверные в позднеюрско-альбских образованиях.

крайней мере, импульсов коробления) было больше двух. Каждый импульс коробления прошел несколько стадий: 1-е наведение сколовых напряжений (по механизму разрушения Кулон-Мора), 2-й – развитие самих сколов, 3-й – развитие псевдопликативов, 4-й – сопряженных встречных надвигов и, наконец, 5-й – наложение сдвигов. Формирование хрупко-пластичных форм 2-го этапа, вероятно, начиналось со взламывания»

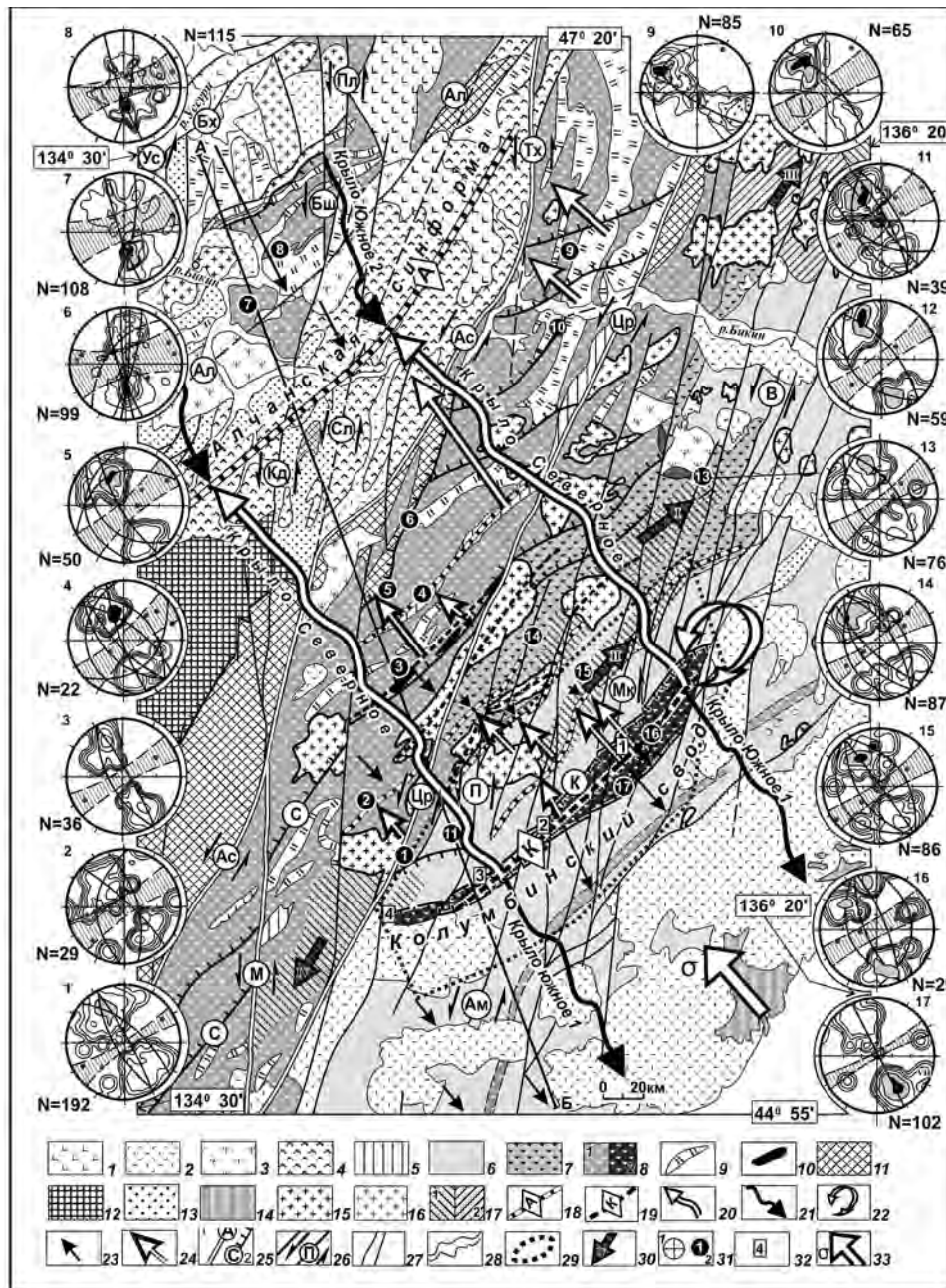


Рис. 2. Колумбинский свод в складчатой структуре Центрального Приморья. Карта-схема составлена по материалам геологического доизучения (Беянский Г.С., Лызганов А.Н., Кандауров А.Т. и др.), тектоническим схемам по В.П. Уткину [6, 7] и др.

1–9 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные базальты, 2 – мел-палеогеновые, вулканогенные, 3 – палеогеновые угленосные Нижнебикинской впадины, 4 – меловые, вулканогенные и вулcano-терргенные Алчанской впадины, 5 – верхнеальбские молассоидные наложенных впадин, 6–8 – флишииды: 6 – готеривитские, алевролит-песчанниковые, 7 – берриасс-валанжинские глинистые микститопоподобные, 8 – кремнистые

пластически деформированного, уплотненного и консолидированного складчатого каркаса сопряженными системами встречных надвигов и взбросов, которые, взяв на себя роль дополнительной слоистости, сами, наряду со стратиграфической слоистостью, сминались в складки второй очереди [5]. Таким образом, можно считать складчатость пролонгированной во времени.

Троги осадконакопления, как и складчатость были СВ направления и сформировались в триас-раннемелу, очень возможно, по принципам импульсного коробления. Пример – трог, выполненные триасовыми вулканитами и осадками [3], заложенные на жестком Ханкайском массиве. К тому же современные изоденсы плотности земной коры в Сихотэ-Алинской складчатой области и других геофизические неоднородностей на всех уровнях коры также имеют СВ направление [1].

Установленные структурные и динамические закономерности слабо согласуются с субдукционно-террейновым типом строения Центральной и Восточной зон Сихотэ-Алиня. Здесь, не фиксируются «антинадвиги» – пологие сбросы. Они непременно должны быть наряду с обычными надвигами и взбросами при меловом смятии юрских гравитационных оползаний, или нагромождений субдукционного меланжирования. Установленный складчатый рисунок динамически не вписывается в структуры гигантских аксоноклиналей трансформного (скольжения) режима скольжения [1], а отвечает сдвиговому геодинамическому режиму в мезозое [7].

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (В 2-х кн.) / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 1–572.
2. Иванов Б.А. (1972) Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 115 с.
3. Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К. и др. Геодинамика структурирования и аспекты металлогении северной части западного Приморья // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований (к 100-летию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278–298.
4. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Гранитообразование в континентальной коре: Динамика тектонического позиционирования и структурирования интрузивов (на примере Приморья) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. № 23. С. 231–246.
5. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
7. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
8. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
9. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Мир, 1981. 245 с.
10. Ramberg H. Evolution of drag fold // Geological Magazine. 1963. V. 100, N 2. P. 97–106.

микститовые: средне-верхне юрские(1), верхнеюрские (2), 9–10 – олистоплак (?): 9 – триасовых кремней, 10 – пермских известняков; 11 – пермские континентальные, 12 – кристаллические метаморфиты типа Ханкайского массива; 13 – триас-юрские нерасчлененные континентальные; 14–16 – гранитные интрузивы: 14 – палеогеновые, 15 – ранне-поздне-меловые; 16 – позднеюрские (?); 17 – ореолы роговиков (1), пропицитов (2); 18–19 – оси: 18-Алчанской синформы, 19 – Колумбинского свода; 18–21 – направление структурного наращивания крыльев 1-го порядка: 20 – к северо-западу, 21 – к юго-востоку; 22 – омегаобразное ядро свода; 23–24 – направление наращивание крыльев 2-го порядка: 23 – к юго-востоку, 24 – к северо-западу; 25 – разломы: региональные сдвиги (1): Ц – Центральный Сихотэ-Алинский, М – Меридиональный, Ас – Арсеньевский, Тх – Тахалинский, надвиги (2); 26 – сдвиги 2-го порядка; 27 – сдвиги 2-3-го порядка; 28 – р. Бикин; 29 – контур Благодатнинской золотоносной площади; 30 – направление погружения криптобатолитов: I – Приморского, II – Сихотэалинского, III – Бикинского; 31 – диаграммы слоев и их точки взятия замеров; 32 – участки рудопроявлений золота; 33 – регионального сжатие.

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

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НАМАГНИЧЕННОСТИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ
КУНМАНЬЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-
СТАНОВОГО ЩИТА)

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

²ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

В пределах гранулитовых блоков Джугджуро-Становой зоны (юго-восток Алдано-Станового щита относительно недавно выделен кунманьенский палеопротерозойский интрузивный комплекс малых интрузий [1] (рис. 1). В пределах данного комплекса выявлено 2 крупных Cu–Ni месторождения с Pt рудоносностью. Возраст вебстеритов этого комплекса оценивается в 1700 ± 12 млн лет (U–Pb, по цирконам), Sm–Nd изохрона по пироксенам, плагиоклазам и слюде показывает 1812 ± 66 млн лет [1].

Цель проведенных петро- и палеомагнитных исследований заключалась в следующем: 1) установить наличие (отсутствие) и характер связи между магнитной анизотропией магматических пород комплекса и формой интрузивных тел; 2) выделить этапы и оценить продолжительность формирования кунманьенского интрузивного комплекса.

Объектом настоящих исследований явились вебстериты и кортландиты, отобранные из четырех геологических тел кунманьенского интрузивного комплекса: даек «Меридиональная» и «Черный Исполин», а также силлов «Кубук» и «Икэн». Интрузии слагают

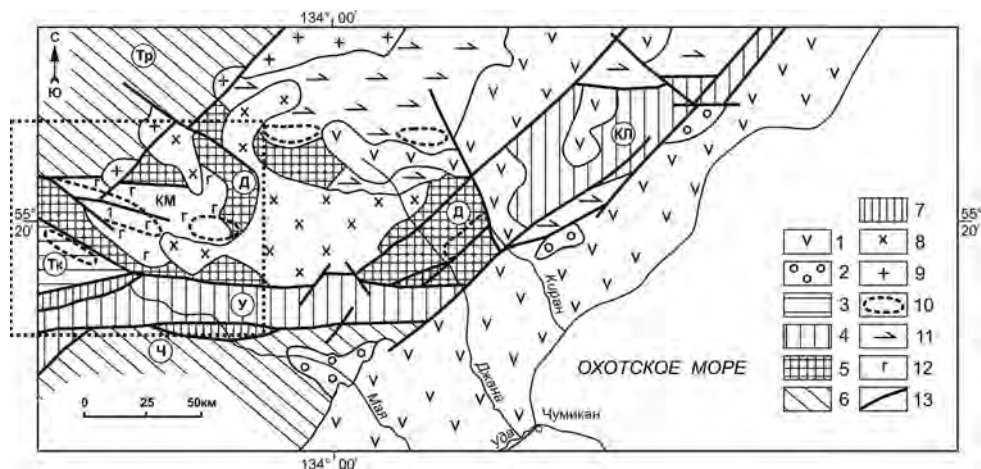


Рис. 1. Тектоническая схема юго-восточной окраины Алдано-Станового щита [1]. Условные обозначения: 1 – меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса. 2 – осадочно-вулканогенные образования Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба. 3–6 – раннедокембрийские структуры кристаллического фундамента: 3 – Туксанский (Тк) гранулито-мраморно-кристаллосланцевый блок; 4 – Удско-Майский (У) и Кирано-Лавлинский (КЛ) гранит-зеленокаменные трогии (грабены); 5 – Джанинский (Д) гранулито-кристаллосланцевый; 6 – Тырканский (Тр) гранулитогнейсовый и Чогарский (Ч) гранулитогнейсо-кристаллосланцевый. 7 – зоны динамометаморфизма. 8 – меловые гранитоиды. 9 – палеопротерозойские гранитоиды улканского комплекса. 10 – ареалы малых тел палеопротерозойских никеленосных мафит-ультрамафитов кунманьенского комплекса (1 – Курумканский ареал). 11 – архейские анортозиты Джугджурского массива. 12 – архейские метагабброиды Кун-Маньенского массива (КМ). 13 – разрывные нарушения. Пунктирная линия – контуры кунманьенского интрузивного комплекса.

несколько пространственно разобщенных линейно-вытянутых в северо-западном направлении (за исключением дайки «Меридиональная») структур.

Петромагнитные исследования

В результате проведенных петромагнитных исследований рассчитаны направления максимальной, средней и минимальной осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости (АМВ). Для изученных образцов из даек «Меридиональная» и «Черный Исполин» координаты максимальной оси эллипсоида АМВ совпадают с азимутом и углом падения этих тел. Для образцов из силла «Кубук» максимальная ось эллипсоида АМВ совпадает с азимутом простирания тела, а средняя ось эллипсоида – с азимутом и углом его падения. Таким образом, в изученных образцах мафит-ультрамафитов установлена связь между АМВ и формой геологического тела, что может быть использовано при проведении геологосъемочных, поисково-оценочных и картосоставительских работ.

По данным терромагнитного анализа (ТМА) основным носителем намагниченности в изученных вебстеритах и кортландитах кунманьенского комплекса является магнетит с температурой (точкой) Кюри (T_c) 575–580 °С.

Палеомагнитные исследования

В результате проведенных палеомагнитных исследований выделена древняя характеристическая компонента намагниченности (ChRM) во всех исследованных интрузивных телах. Средние направления ChRM для даек «Черный Исполин» и «Меридиональная» имеют близкие значения: Dec = 40.8°, Inc = 29.6°, K = 29.2, α_{95} = 12.6°; Dec = 28.2°, Inc = 41.2°, K = 13.8, α_{95} = 12.1°, соответственно (рис. 2а) [2]. Средние направления НТС, полученные по силам «Икэн» и «Кубук» также близки между собой (Dec = 56.7°, Inc = 58.7°, K = 24.1, α_{95} = 15.1°; Dec = 61.8°, Inc = 54.6°, K = 24.8, α_{95} = 9.9°, соответственно), но отличаются от средних направлений ChRM, полученных по дайкам (рис. 2б). Данное распределение средних направлений ChRM позволяет выделить, по крайней мере, два магматических этапа в формировании кунманьенского комплекса. Согласно имеющимся оценкам изменения направления геомагнитного поля [4] перерыв между магматическими этапами составлял \approx 1000 лет.

Для всех изученных геологических тел было рассчитано общее направление ChRM по сайтам и по образцам. Для определения координат палеомагнитного полюса было использовано среднее направление ChRM, рассчитанное по образцам: Dec = 43.1°, Inc = 46.7°, K = 13.1, α_{95} = 7.2° (рис. 2в). Координаты палеомагнитного полюса, с учетом поправки за разворот Алдано-Станового блока относительно Ангаро-Анабарского в палеозое [5], составили: Plat = -55.3°, Plong = 100.8°, dp = 9.3°, dm = 6.0°. Рассчитанные координаты палеомагнитного полюса близки к сегменту траектории кажущейся миграции плюса (APWP) Сибири [3] на \approx 1710–1730 млн лет.

В результате проведенных петромагнитных и палеомагнитных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Анизотропия начальной магнитной восприимчивости изученных мафит-ультрамафитов связана с формой геологического тела, что может быть использовано при проведении геологосъемочных, поисково-оценочных и картосоставительских работ.

2. Направления ChRM в изученных интрузивных телах фиксируют, по всей вероятности, два магматических этапа формирования Кун-Маньенского рудного поля с перерывом между этапами \approx 1000 лет.

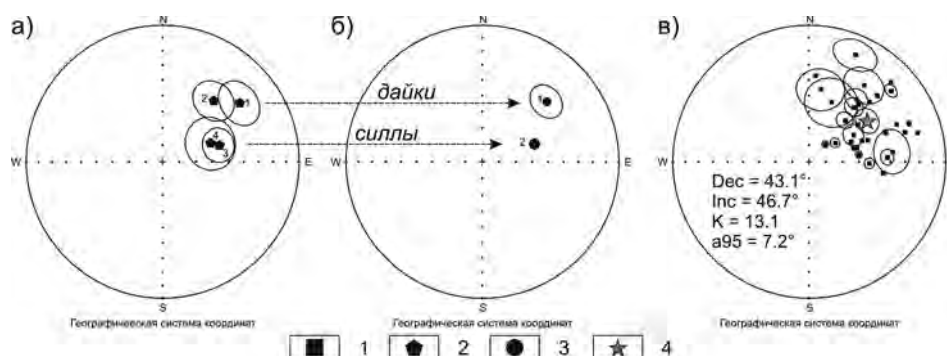


Рис. 2. Распределение проекций направлений высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности (ChRM) в мафит-ультрамафитах Кун-Маньенского рудного поля для: точек отбора (сайтов) (а), типов интрузивных тел (б), образцов (в). Условные обозначения: 1 – проекция направления ChRM образца; 2 – проекция среднего направления ChRM в точке отбора (сайта); 3 – проекция среднего направления ChRM для каждого типа интрузивного тела; 4 – проекция среднего направления ChRM для всех изученных образцов.

3. Возраст ChRM, установленной в мафит-ультрамафитах кунманьенского комплекса, оценивается в 1710 – 1730 млн лет. Сопоставление с имеющимися геохронологическими данными (1700 ± 12 млн лет (U-Pb, по цирконам) [1]) свидетельствуют о первичности выделенной характеристической компоненты намагниченности.

4. Полученные палеомагнитные данные подтверждают, что полная консолидация Сибирского кратона произошла во второй половине палеопротерозоя (на рубеже ≈ 1720 млн лет Сибирский кратон являлся единым тектоническим элементом).

Работа выполнена в рамках Гос. Задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании РФФИ (проект № 15-05-03171а), Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030).

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. АН. 2009. Т. 425, № 4. С. 505–508.
2. Песков А.Ю., Диденко А.Н., Косынкин А.В. Петро- и палеомагнитные исследования кортландитов кунманьенского интрузивного комплекса // Вестн. ДВО РАН. 2014. № 4 (176). С. 32–39.
3. Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu., Guryanov V.A., Kosynkin A.N. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precambrian research. 2015. P. 58–77.
4. Gallet Y., Genevey A., Le Goff M. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts // Phys. Earth Pl. 2002. Int. V. 131 (1). P. 1–89.
5. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229–242.

А.Н. Петров

**ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ И ПОСТРОЕНИЕ
МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ В СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ**

*ФГБУН Северо-Восточной комплексный научно-исследовательский институт им Н.А. Шило
ДВО РАН, г Магадан*

Проблема применения математических методов в геологических исследованиях стояла давно и до сих пор является предметом острых дискуссий. Данная проблема стала особенно актуальной с внедрением ЭВМ во все сферы деятельности. С 60-х годов в СО АН СССР проводилась большая работа по теоретическому перевооружению наук о Земле, направленному на применение математики и ЭВМ в геологию. Значимым результатом этих исследований явилась монография Ю. А. Воронина с коллективом соавторов [1]. Один из главных выводов о проблемах применения математики в геологии заключается в несовершенстве ее понятийной базы. К аналогичным выводам пришел и Ю.А.Косыгин, значительную часть своего многогранного творчества посвятивший совершенствованию понятийной базы геотектоники, науке, аккумулирующей в себе основные разделы геологии [2].

В 1971 г в ИТиГ создана лаборатория теоретической тектоники под руководством В.А. Соловьева, основным научным направлением которой являлась разработка теоретических, методологических и терминологических проблем геологии и, в частности, тектоники. Основные этапы разрешения терминологических проблем четко сформулированы В.А. Соловьевым [7]: инвентаризация → систематизация → формализация → упорядочение → символизация → стандартизация → автоматизация. Результатами первых двух пунктов этой деятельности (инвентаризация и систематизация понятий и терминов) стали многочисленные терминологические справочники, ставшие настольными книгами большинства геологов. Однако следующие пункты, подразумевающие применение ЭВМ и, соответственно, математики в геологии, столь же внушительных результатов не дали. На взгляд автора, одной из многочисленных причин такого положения дел является недооценка возможностей формально-аксиоматического подхода к построению дедуктивных теорий, предполагающего перечисление отправных понятий (объектов и отношений между ними) и утверждений (аксиом), на основе которых вводятся новые понятия и доказываются новые утверждения. Современная математика является как раз той наукой, которая исследует и предоставляет такие теории. Под математической моделью, в зависимости от контекста, понимают либо мысленно сконструированную среду для изучения определенных сторон реального или логически возможного мира, либо образы конкретных объектов или явлений, созданные в этой среде. Образно говоря, общая математическая модель является лабораторией, а модели конкретных объектов – препаратами.

Для создания общей математической модели необходимо выделить отправные понятия и постулаты в предметной области, выбрать математическую теорию, в которой для них есть математические аналоги, сформулировать задачи, имеющие теоретическое и практическое значение.

Рассмотрим подход к математическому моделированию в структурной геологии, изучающий формы и взаимное расположение геологических тел.

Примем в качестве отправных понятий следующие: геологическое пространство, геологическое тело, геологическая граница, стратиграфические отношения.

В качестве постулатов примем утверждения:

Геологическое пространство представляет собой множество геологических тел.

Геологические тела разделяются геологическими границами;

Каждое геологическое тело может рассматриваться как подмножество геологического пространства.

Стратиграфические отношения устанавливаются в геологическом пространстве и сводятся к отношениям порядка и эквивалентности между телами и границами.

Геологические тела, на которых устанавливаются стратиграфические отношения, называются слоистыми (стратифицированными), тела, на которых такие отношения не устанавливаются, называются неслоистыми (инъективными).

Стратиграфические границы разделяются на внешние (дискордантные) и внутренние (согласные). Внутренние границы делят стратифицированное тело на слои, ограниченные двумя границами: нижней (подошвой) и верхней (кровлей).

Основной объем структурно-геологической информации несут слоистые тела. Описание инъективных и дизъюнктивных границ можно свести к указанию отношений, в которых они находятся с внутренними стратиграфическими границами.

Задачи структурной геологии сводятся к созданию и анализу геометрических моделей, отображающих геологические границы. Возможность создания таких моделей базируется на следующем утверждении:

Образом геологического пространства является трехмерное евклидово пространство, а образом геологической границы – фрагмент кусочно-непрерывной и кусочно-гладкой поверхности.

Любая поверхность может быть задана неявным уравнением трех независимых аргументов (координат x, y, z):

$$f(x, y, z) = c$$

Производные функции, задающей уравнение поверхности, определяют ориентировки касательных плоскостей во всех точках, кроме разрывов и изломов. Элементы залегания, измеряемые в процессе геологических исследований, как раз и определяют ориентировки касательных плоскостей геологических границ в точках наблюдения. Горным компасом измеряются азимут β и угол падения α . Нормаль касательной плоскости n определяется по формуле:

$$n = \sin\beta\sin\alpha i + \cos\beta\sin\alpha j + \cos\alpha k$$

где i, j, k – орты соответственно меридионального, широтного и вертикального направлений.

Теоретически, располагая достаточным количеством данных о координатах точек и элементах залегания в них можно дать геометрическое описание любой геологической границы. На практике все обстоит гораздо сложнее. Во-первых, даже при разведке и эксплуатации месторождений, когда используются горные выработки, данных, необходимых для построения каждой геологической границы практически всегда не хватает. Во-вторых, модель геологического объекта должна учитывать взаимосвязи между границами. В этом отношении главную роль играют стратиграфические отношения. Автором показано [3, 5], что геометрическая модель слоистого тела может быть представлена в виде однопараметрического семейства непересекающихся поверхностей, которое описывается функцией четырех независимых переменных:

$$u = u(x, y, z, c),$$

где скалярная величина c определяет стратиграфическое положение явной или неявной

границы. В общем случае данная функция является кусочно-непрерывной, т.е. состоит из конечного числа фрагментов, в пределах которых в каждой точке существуют касательные плоскости и, соответственно нормали к ним. Фрагменты могут быть разделены разрывными нарушениями, угловыми несогласиями и включать инъективные тела. С каждым таким фрагментом связана непрерывная функция – поле нормалей.

$$n = n_x(x, y, z)i + n_y(x, y, z)j + n_z(x, y, z)k,$$

где n – вектор с компонентами n_x , n_y , n_z в ортонормированном декартовом базисе i , j , k , определенный в точке с координатами x , y , z . При такой интерпретации стратиграфические границы представляет собой поверхности, ортогональные данному полю направлений, и могут быть определены как решения дифференциального уравнения, называемого уравнением Пфаффа [9].

Последний вывод влечет за собой следствия, весьма важные для практической геологии. Опираясь на него, мы получаем возможность создавать геометрические модели, располагая только замерами элементов залегания слоистости, не обязательно привязанных к определенным стратиграфическим границам.

Другой подход к построению геометрических моделей состоит в представлении слоистых тел в виде скалярного поля, в котором каждой точке приписывается величина, определяющая ее положение в опорном разрезе. В таком случае каждый выход маркирующего горизонта, привязанного к разрезу, можно зафиксировать, указав координаты точки, в которой этот горизонт наблюдается, и число, соответствующее его положению в колонке. В этом случае создание модели слоистого тела сводится к нахождению скалярного поля по конечному числу точечных данных. Стратиграфические границы представляют собой эквипотенциальные поверхности этого поля. Замеры элементов залегания слоистости в этом случае интерпретируются как значения векторов, совпадающих с градиентами поля. Таким образом, данные, которые определяются в результате полевых исследований, могут служить основой для построения и анализа геометрических моделей.

Анализируя геологические структуры, мы исходим из того, что они представляют собой результаты тектонических движений, и с этой точки зрения являются источником информации о процессах, наблюдать которые в реальном времени невозможно. В тоже время суждения о характере и направленности тектонических движений дают дополнительную информацию о геологическом строении, частично восполняя недостаток фактического материала. Сами выводы о наличии тектонических движений, их интенсивности и направленности, так или иначе, связаны с представлениями о первоначальных (нормальных) формах залегания геологических тел. Иными словами существуют представления о геометрических свойствах геологических границ в начале каждого этапа структурной эволюции и в момент его завершения. Так, изучение складчатости в стратифицированных отложениях опирается на представление о том, что каждая стратиграфическая граница, которая в современном состоянии выражается криволинейной поверхностью, первоначально представляла собой горизонтальную плоскость.

Рассматривая тектонические движения как один из видов механической формы движения материи, необходимо учитывать законы механики, а способы их изучения должны использовать ее методы. В тоже время, используя методы механики при изучении геологических структур, нельзя не учитывать особенности объекта исследований и преследуемых ими целей. Представляется, что из всех разделов механики наиболее обосновано использование кинематики сплошных сред, изучающей геометрические

свойства механической формы движения материи.

В кинематике вместо реальных тел рассматриваются их геометрические образы, именуемые конфигурациями, а движение сплошной среды интерпретируется как непрерывное преобразование конфигураций [8]. Ключевым понятием кинематики является конечная деформация – функция, описывающая изменения форм и положений, произошедшие за фиксированный интервал времени. Удобным способом описания деформаций является деформационная сетка [4]. Суть ее состоит в отображении недеформированного состояния в виде трех семейств плоскостей, разбивающих пространство на равновеликие кубические элементы, а результат деформации – в виде поверхностей, разбивающих пространство на криволинейные фигуры, которые при достаточно дробном разбиении вырождаются в косоугольные параллелепипеды. Изучение деформаций в слоистых телах сводится к нахождению поверхностей, отображающих результат преобразования не только горизонтальных, но и вертикальных плоскостей. Построение и анализ деформационных сеток с одной стороны дают возможность извлечь информацию, полезную для понимания тектонических процессов, а с другой – выявить и устранить противоречия в модели, построенной на полевых данных.

В настоящее время математическое моделирование напрямую связано с разработкой программного обеспечения. В этом направлении автором с сотрудниками проделана работа, позволившая решить ряд задач, связанных с изучением ряда геологических объектов в Магаданской области [6].

Литература

1. Воронин Ю.А. и др. Геология и математика. (Методологические, теоретические и организационные вопросы геологии, связанные с применением математических методов и ЭВМ). Новосибирск: Наука, 1967. 251 с.
2. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 535 с.
3. Петров А.Н. Геометрические модели слоистых тел и картирование сложнорасчлененных толщ путем интерполяции элементов залегания (методические рекомендации). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 60 с.
4. Петров А.Н. Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 130 с.
5. Петров А.Н., Кашина А.П., Серова С.Н., Чехов Д.А. Математические методы и разработка компьютерных программ для геологических исследований // Применение персональных ЭВМ в геологических исследованиях. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 6–22.
6. Петров А.Н. Горячев И.Н., Лямин С.Н. Геометрические модели геологических структур и геоинформационные системы // Тихоокеан. геология. 2006. № 5. С. 51–61
7. Соловьев В.А. Тектоника континентов. (Систематизация понятий и упорядочение терминологии). Хабаровск, 1975. 366 с.
8. Трусделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир, 1975. 592 с.
9. Эльсгольд Л.Э. Дифференциальные уравнения и вариационное исчисление. М.: Наука, 1965. 424 с.

В.Г. Прокудин**ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ**

*ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН,
г. Владивосток*

Центральная глубоководная котловина является самой крупной тектонической депрессией в пределах Японского моря. На севере и северо-западе она ограничена континентальным склоном Южного Приморья и Северной Кореи, на северо-востоке и востоке горстами подводных возвышенностей Алпатова, Витязя и хребта Окусири, на юге, юго-западе и западе – возвышенностями Ямато, Криштофовича и Восточно-Корейской [2, 4]. Дно котловины представляет собой абиссальную равнину с глубинами более 3000 м (до 3670 м), в пределах которой расположены многочисленные одиночные вулканические постройки, а также их цепочки (на возвышенности Первенца и хребтах Берсенева, Васильковского, Богорова).

Регион Японского моря является одним из наиболее изученных районов Западно-Тихоокеанской активной окраины. Здесь российскими и иностранными учеными выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований, пробурено 10 скважин DSDP и ODP [2, 8, 11, 14, 15 и др.]. Предложены различные гипотезы о механизме и времени формирования Японского моря [2, 4, 14 и др.]. В наиболее обоснованных построениях оно рассматривается в качестве тектонической структуры, возникшей в результате деструкции и раздвига (либо опусканий) блоков континентальной коры. Время заложения Японского моря разные авторы датируют поздним мелом, поздним палеогеном, миоценом.

Земная кора Центральной котловины относится к субокеаническому типу [7, 9, 12], а ее гетерогенный фундамент перекрыт мощным (1.5–2.3 км) осадочным чехлом [8, 10]. На временных разрезах одноканального (НСП) и многоканального (ОГТ) сейсмического профилирования в отложениях чехла выделяются два сейсмокомплекса: верхний, стратифицированный, и нижний, акустически прозрачный. Судя по данным глубоководного бурения, верхняя толща чехла сложена рыхлыми и слаболитифицированными турбидитовыми отложениями пелитовой и алевроитовой размерности, диатомитами и диатомовыми глинистыми и песчано-алевритовыми осадками с прослоями пепла. Скорость распространения продольных волн в этой толще 1.5–1.75 км/с, средняя скорость около 1.6 км/с (рис.). Мощность стратифицированной толщи составляет 0.6–0.8 км, возраст базального горизонта: конец среднего–начало позднего миоцена. Нижняя (акустически прозрачная) толща чехла (мощностью 0.7–1.5 км и средней скоростью распространения продольных волн 2.2 км/с) вскрыта лишь частично скважиной ODP 795, где представлена среднемиоценовыми (14–15 млн лет) аргиллитами. Средняя скорость продольных волн для чехла в целом составляет 1.95–2.05 км/с.

Скорость осадконакопления в окрестностях скв. ODP 795 составляла, в среднем для плиоцена–плейстоцена, 60 м/млн лет, а для среднего–позднего миоцена около 35 м/млн лет (с уменьшением вниз по разрезу до 30 м/млн лет). Такое соотношение скоростей осадконакопления можно (поскольку не выявлено латеральных изменений параметров осадочной толщи) использовать для вычисления возраста базальных горизонтов чехла в центральных частях котловины. Так скорость осадконакопления в окрестностях скв. DSDP 301 для плиоцена–плейстоцена (верхние 497 метров чехла) около 100 м/млн лет;

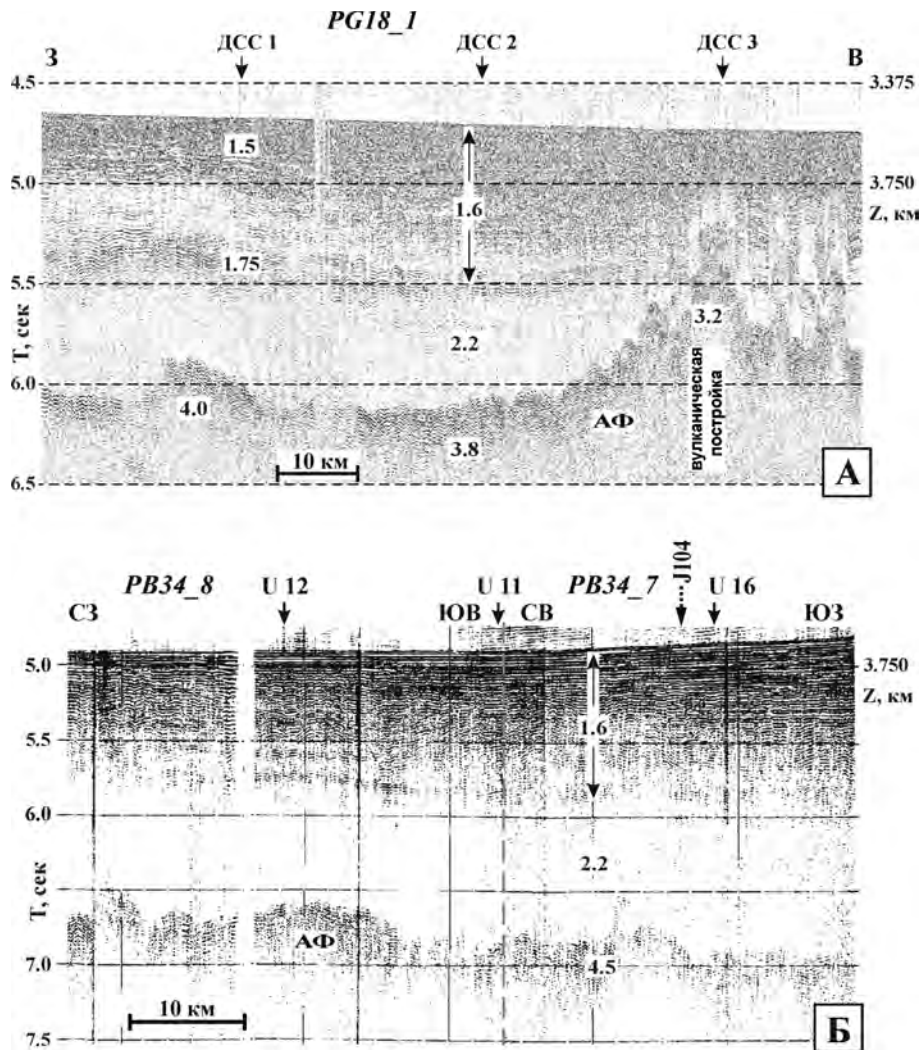


Рис. Структура верхней части земной коры в Центральной котловине Японского моря. А – фрагмент временного разреза НСП (профиль PG18_1, выполнен вдоль профиля ГСЗ-96_3; стрелками показано положение донных сейсмических станций ДСС 1, 2, 3). Б – фрагмент временного разреза НСП (профили PB34_8 и PB34_7, выполнены вдоль профилей ГСЗ-90_1 и 2; U 11, 12, 16 – донные сейсмические станции; пунктирная стрелка – точка пересечения с японским профилем НСП J104 [14]). Цифры на разрезах – скорости продольных волн в чехле и акустическом фундаменте (АФ). Шкала глубин (Z, км) относится к водному слою.

принимая ее величину в доплиоценовое время равной 50–55 м/млн лет, получим здесь для подошвы чехла возраст 27–25 млн лет – поздний олигоцен. А наиболее древние отложения чехла (41–38 млн лет – средний эоцен) расположены в восточной части котловины. Полученные возрастные оценки не противоречат известным геологическим данным – эоценовые глубоководные отложения вскрыты параметрическими скважинами на юго-западном шельфе Сахалина и в Цусимском проливе [6, 13], а мелководные олигоценные терригенные отложения драгированы на хребте Окусири и континентальном склоне южного Приморья [5].

Рельеф дна на бортах котловины обусловлен активными тектоническими и эрозионными процессами. На континентальном склоне породы фундамента и чехла многочисленными дизъюнктивными дислокациями разбиты на блоки; происходит сползание отдельных блоков вниз по склону с частичным либо полным разрушением их первичной структуры, а также размыв пород мутьевыми потоками и формирование эрозионных каналов. В рельефе дна (а также в аномалиях магнитного и гравитационного полей) наиболее выражены системы глубинных разломов субширотного, субмеридионального и северо-восточного простираний. В рельефе акустического фундамента Центральной котловины отчетливо проявились также коровые разломы, формирующие кольцевые структуры проседания по периферии подводных возвышенностей [8]. В целом фундамент испытывает ступенчатое погружение с запада на восток с суммарной амплитудой около 1 км; наибольшие глубины кровли фундамента (до 6 км от поверхности моря) фиксируются на востоке котловины, южнее хребта Богорова. Типичными структурными элементами фундамента являются вулканические постройки и горсты (рис. А). Амплитуда этих структур составляет сотни метров—первые километры (более 3 км на хребте Богорова). Грабены, широко представленные на Японском бордерленде, в котловине фиксируются редко и обычно в составе АФ. На временных разрезах они выявляются по отчетливой слоистости заполняющих отложений.

Скорости распространения упругих волн в породах АФ абиссальных частей котловины [9] равны 3.2–4.5 км/с (рис.), что соответствует величинам для брекчированных и массивных базальтов, разбуренных скважинами ODP 795 и 794 [15]. Этот факт и широкое развитие в пределах котловины (по материалам драгирования) миоцен-плиоценовых вулканитов свидетельствует о ее формировании в процессе инициального вулканизма. Отсутствие в нижней толще чехла отражающих горизонтов и ее выклинивание на бортах котловины по типу подошвенного прилегания указывают на осадконакопление в процессе нормальной седиментации в пределах предварительно сформированного погружающегося бассейна. Накопление верхней толщи чехла происходило в условиях неоднократной смены тектонических обстановок. В.Г. Варнавским на примере осадочных бассейнов юга Дальнего востока показано, что геологические процессы в них взаимосвязаны [3]. Заложение впадин происходило «трансгрессивно» в направлении от окраин материка к его внутренним частям, начало осадконакопления датируется палеоценом. Осадочный комплекс пород региона формировался, в основном, в эоцене-олигоцене (толщи тонкозернистых песчано-глинистых и глинисто-алевритовых пород, содержащих прослой и линзы пепловых туфов, диатомитов и туфодиатомитов), в миоцене (сходный состав пород) и в плиоцене (разрез представлен грубозернистыми и вулканогенными отложениями). Если рассматривать Центральную котловину в качестве южного звена осадочных бассейнов Дальнего востока, то время ее заложения следует отнести к палеоцену. Такое предположение согласуется с выводом А.Г. Аблаева [1] о длительном независимом развитии флор Японии, Сахалина и материковой части региона в послемеловой период, которое он объяснял наличием между ними водной преграды.

Таким образом, формирование Центральной котловины происходило в три этапа: 1. Ранний (?) палеоцен—средний эоцен – дробление и рифтогенез в пределах континентальной окраины, инициальный вулканизм, заложение тектонической депрессии. 2. Средний эоцен—конец среднего миоцена – нормальная седиментация в погружающемся бассейне. 3. Поздний миоцен-плейстоцен – чередование периодов нормальной седиментации и конденсации осадков на фоне общего погружения бассейна, тектоно-магматические акт

№ п/п	Ni	Fe	Cr	P	Pb	Mn	Si	Al	Ca	O	Сумма*
1	15.28	65.50	–	16.73	–	–	0.58	0.32	0.32	–	98.73
2	13.94	60.47	–	16.66	–	0.28	1.37	0.51	0.41	–	93.63
3	77.18	1.46	–	5.98	0.92	–	1.51	1.11	0.28	1.96	90.40
4	14.61	63.70	–	14.92	–	–	0.33	–	0.20	–	93.76
5	–	77.65	4.14	8.16	–	1.71	2.41	0.43	0.38	–	94.89
6	8.94	42.70	–	9.77	–	–	7.48	2.99	1.07	8.97	81.91

ации в позднем миоцене (вулканизм), раннем плиоцене (формирование горстово-грабеновых структур бордерленда) и позднем плейстоцене (меридиональная зона в районе хребта Окусири с современной коровой сейсмичностью).

Литература

1. Аблаев А.Г. Геология и история флор побережий Японского моря. М: Наука, 1978. 192 с.
2. Берсенов И.И. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 145 с.
4. Васильковский Н.П., и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
5. Ващенко Н.Г. и др. Осадочный чехол и позднекайнозойская история развития хребта Окусири (Японское море) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 6. С. 89–104.
6. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
7. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М: Наука, 1971. 286 с.
8. Дальневосточные моря России: в 4 кн. М.: Наука, 2007. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. 503 с.
9. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Строение земной коры Центральной котловины Японского моря (по результатам кинематической миграции материалов ГСЗ российско-японского эксперимента 1996 г.) // ФИЗИКА ГЕОСФЕР: IX Всероссийский симпозиум. Владивосток, 21–24 сентября 2015 г.: Материалы докладов. С. 385–387.
10. Шаяхметов Р.Б. Распределение мощности осадочного чехла в Японском море // Геофизические исследования в Японском море. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. С. 17–23.
11. Ingle J. et al. Site Reports // Init. Repts. DSDP. 1975. V. 31. 351–439.
12. Sato T., Shinohara M., Karp B. Y. et al. P-wave velocity structure of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // Earth Planets Space, 2004. V. 56. P. 501–510.
13. Sakai H. and Nishi H. Geologic ages of the Taishu group and the Katsumoto formation in the Tsushima and Iki Islands off northwest Kyushu of the basis of planktonic Fora-minifers // J. Geol. Soc. of Japan, 1990. V. 96, N 5. P. 389–392.
14. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bull. Geol. Surv. Japan. 1988. V. 39 (5). P. 269–365.
15. Tamaki K., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1478 pp.

В.Т. Съедин., О.Н. Колесник

ФОСФИДЫ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

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

Японское море является единственным среди окраинных морей западной части Тихого океана, где известны многочисленные находки высококачественных фосфоритов. К настоящему времени они довольно детально изучены. «Открытие фосфоритов на дне Японского моря имело принципиальное значение для теоретических представлений о фосфатогенезе...» [9, с. 6], поскольку образование морских фосфоритов, согласно существующим основным представлениям в нашей стране (Г.Н. Батурин и его последователи), напрямую увязывалось с наличием (или отсутствием) океанического апвеллинга в приконтинентальных зонах и вокруг подводных гор и гайотов. Окраинные моря как потенциальный объект изучения фосфоритообразования не рассматривались ввиду отсутствия в них океанического апвеллинга. Обнаружение высококачественных фосфоритов в Японском море позволяет усомниться в однозначности таких представлений об образовании морских фосфоритов и несколько расширить понимание о процессе океанского фосфатогенеза.

Согласно наиболее распространенному и устоявшемуся мнению [9, 10 и др.], в Японском море фосфориты впервые были подняты в 1978 г. со склонов Восточно-Корейской возвышенности (30-ый рейс НИС «Первенец», нач. экспедиции И.И. Берсенев). Полагаем, следует отметить, что они впервые были подняты в 1973 г. (ст. 939) на возвышенности Уллындо (ныне хребет Игювон) в 20-ом рейсе НИС «Первенец» (нач. экспедиции И.И. Берсенев). Однако, ни в том, ни в другом случае фосфориты не были диагностированы при судовом описании поднятого материала в рейсах, а были обнаружены позднее на берегу при более детальном изучении М.И. Липкиной коллекции пород по Японскому морю.

Несмотря на повышенный интерес к фосфоритам (в настоящее время они отнесены к практически значимым ресурсам Мирового океана), во взглядах на их генезис до сих пор нет единства. Существующие представления условно делятся на две группы: биохемогенно-осадочного и вулканогенно-гидротермального происхождения фосфоритов. Особую роль в этой проблеме занимает вопрос об источнике фосфора. Среди исследователей фосфоритов Японского моря есть сторонники как первого [3-5, 8-10 и др.], так и второго [6, 7, 13-15 и др.] направлений. В первом случае говорится об их «формировании при активном участии биогенной седиментации как изначального источника фосфора» [3, с. 731], во втором – об «определяющей роли эндогенного источника» [7, с. 33]. В настоящей работе развиваются представления об эндогенной природе фосфора и о связи фосфоритообразования с вулканическими процессами. Цель настоящей работы – показать на примере Японского моря новые минералого-геохимические свидетельства эндогенной природы фосфора и связи фосфатообразования с вулканическими и/или поствулканическими процессами.

Многочисленные находки в Японском море фосфоритов, часто совместно с вулканогенными породами, позволили уже на самом раннем этапе исследований, предположить наличие связи фосфатообразования с кайнозойским эффузивным магматизмом. Фосфориты в Японском море подняты с 7 вулканических построек, а наиболее крупное

Таблица. Химический состав зерен фосфидов в базальтах подводных возвышенностей Японского моря, вес. %

№ п/п	Ni	Fe	Cr	P	Pb	Mn	Si	Al	Ca	O	Сумма*
1	15.28	65.50	–	16.73	–	–	0.58	0.32	0.32	–	98.73
2	13.94	60.47	–	16.66	–	0.28	1.37	0.51	0.41	–	93.63
3	77.18	1.46	–	5.98	0.92	–	1.51	1.11	0.28	1.96	90.40
4	14.61	63.70	–	14.92	–	–	0.33	–	0.20	–	93.76
5	–	77.65	4.14	8.16	–	1.71	2.41	0.43	0.38	–	94.89
6	8.94	42.70	–	9.77	–	–	7.48	2.99	1.07	8.97	81.91

Примечание. 1 – безымянная гора в районе северо-восточного замыкания Центральной котловины; 2–4 – возвышенность Беляевского; 5 – хребет Галагана; 6 – возвышенность Медведева. Прочерк – элемент не обнаружен.

фосфатопоявление в море располагается в пределах кальдеры вулкана Ченцова. На наш взгляд, процессы, приводившие к фосфатонакоплению – при условии их связи с вулканизмом (или поствулканическими процессами), – должны были найти отражение в минеральном и химическом составе пород, слагающих подводные возвышенности вулканического происхождения. Для Японского моря исследования сопутствующих фосфоритам пород уже проводились; их основные результаты, указывающие на связь фосфатогенеза с вулканизмом, изложены в серии публикаций [6, 7, 13 и др.]. В этой связи в Японском море особый интерес представляют небольшие возвышенности вулканического происхождения глубоководных котловин, а также наложенные постройки, расположенные в краевых частях крупных возвышенностей и приуроченные к разломам глубинного заложения. Эти структуры сложены вулканитами пострифтового (ранее окраинно-морского) формационно-геохимического типа [17, 18]. Повышенный интерес к ним можно объяснить следующими моментами: 1 – эти постройки сложены вулканитами повышенной щелочности Na-типа (преобладание Na над K) мантийного происхождения; 2 – на вулканических постройках этого типа неоднократно поднимались фосфориты; 3 – в пределах одной из них (вулкан Ченцова) находится наиболее крупное фосфатопоявление Японского моря; 4 – ранее уже высказывалось предположение о связи этого типа вулканизма в Японском море с фосфоритообразованием [6, 7 и др.]. Вулканические постройки этого типа сложены различными по уровню кремнезема породами – от базальтов до щелочных трахириолитов с резким преобладанием (порядка 90 %) основных разностей. Текстурно-структурные, минералогические и химические особенности вулканитов свидетельствуют об их формировании в подводных условиях из сильно насыщенной флюидами базальтовой магмы повышенной щелочности глубинного (мантийного) происхождения [2, 11, 16, 17 и др.]. Многочисленные (более 50 определений) радиоизотопные датировки вулканитов этого типа (в основном K-Ar метод) указывают на достаточно длительную и практически непрерывную (со среднего миоцена) историю вулканизма, который проявлялся здесь в виде отдельных периодов активизации [2, 12, 16, 17 и др.]. Не исключено, что слабые поствулканические процессы на некоторых вулканах Японского моря наблюдаются и сейчас. Обычно все вулканиты этого типа в различной степени изменены в результате наложенного низкотемпературного (до 100 °С) гидротермального процесса [6, 13 и др.].

Для достижения поставленной цели на приборе JXA-8100 по отработанной методике [1, 2] проведено электронно-микронное исследование магматических пород,

слагающих в Японском море небольшие возвышенности вулканического происхождения глубоководных котловин, а также наложенные постройки. Были исследовано 12 образцов с 5 вулканических построек, по которым выполнено более 700 анализов. В результате проведенных исследований в породах впервые обнаружены и изучены многочисленные минеральные выделения цветных, благородных и других металлов – оксидные, интерметаллидные, самородные, сульфидно-сульфатные и некоторые более экзотические, в том числе и фосфидные соединения [2]. Как правило, это зерна изометричной плохо окристаллизованной формы размером не более 1–5 мкм, локализующиеся в порах среди глинистого вещества (главным образом железистые алюмосиликаты) или в мелких трещинках, в породообразующих минералах и на границе между ними. Фосфиды, хотя и в виде единичных зерен, встречаются практически повсеместно (4 из 5 изученных возвышенностей, 5 образцов базальтов из 12 изученных образцов магматических пород). По химическому составу выделяются три типа: железоникелевый (шрейберзитовый?), никелевый (никельфосфидный?) и железохромовый (Табл.). Кроме фосфоритов, в изученных магматических породах (габбро, трахиандезит, кварцевый сиенит) отмечены зерна фторалпатита.

Фосфиды, как известно, кристаллизуются при высоких температурах в резко восстановительной обстановке. В системе Fe-Ni (при постоянном содержании фосфора) самым высокотемпературным является высокожелезистый шрейберзит, низкотемпературным – никельфосфид (интервал температур – от 900 до 400 °С, а возможно, и более широкий) [19, 20]. Вообще, фосфиды – типичные минералы метеоритов, хотя отдельные железоникелевые разности обнаруживаются и в земной обстановке. На подводных возвышенностях Японского моря фосфиды, кроме как в базальтах, выявлены и в залегающих выше (на вулканиках) Fe-Mn корках (единичные зерна фосфида никеля) [1]. При сопоставлении характера распределения фосфидов в базальтах и Fe-Mn корках, отмечены следующие особенности – в базальтах зерна фосфидов встречаются чаще, они более разнообразны по химическому составу (обычно более железистые), а, следовательно, чаще всего более «высокотемпературные» чем в корках.

Итак, проведенное нами исследование и, главное, обнаружение в базальтах зерен фосфидов – минералов высокотемпературных резко восстановительных обстановок – позволяет по-новому взглянуть на вопрос источника фосфора в фосфоритах. При учете морфологии и локализации зерен фосфидов в базальтах и Fe-Mn корках, а также особенностей строения и истории развития дна Японского моря, можно говорить о том, что фосфор (в соединении с железом, никелем и/или хромом) экстрагируется и выносится высокотемпературными мантийными флюидами вслед за базальтовыми расплавами. При благоприятных условиях в близповерхностных очагах фосфор, привнесенный флюидами, накапливается, а затем сбрасывается в виде низкотемпературных соединений при поствулканических процессах. Полученные результаты хорошо согласуются с данными предшествующих исследований [6, 7, 13]. Они дополняют и уточняют ранее сделанные выводы об эндогенном источнике фосфора и вулканогенно-гидротермальной природе фосфоритов Японского моря.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (гранты №13-III-B-07-149; № 15-I-1-004o) и Проекта РФФИ № 16-35-00364 мол_a.

Литература

1. Астахова Н.В. Благородные, редкоземельные и цветные металлы в железомарганцевых корках Японского моря // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 4. С. 522–527.
2. Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия. 2014. № 2. С. 158–177.
3. Батурин Г.Н. Фосфориты Японского моря // Океанология. 2012. № 5. С. 721–732.
4. Батурин Г.Н., Берсенева И.И., Гусев В.В. и др. Ультрамикроскопическое строение фосфоритов со дна Японского моря // Геология и разведка. 1988. № 1. С. 44–50.
5. Берсенева И.И., Гусев В.В., Школьник Э.Л. Фосфориты дна Японского моря // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 397–401.
6. Гнидаш М.И., Съедин В.Т. О связи фосфатонакопления с подводным вулканизмом // Советская геология. 1991. № 10. С. 39–43.
7. Гнидаш М.И., Съедин В.Т., Можеровский А.В., Якушева И.Н. Геохимические ассоциации фосфора в базальтах Японского моря // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 25–34.
8. Гусев В.В. Фосфориты Японского моря. Состав и генезис: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1986. 17 с.
9. Леликов Е.П. Геология фосфоритов дна Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 2001. 117 с.
10. Леликов Е.П. Фосфориты на дне Японского моря (к истории открытия фосфоритов) // Труды профессорского клуба. 2011. Вып. 13. С. 101–112.
11. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47, № 2. С. 294–303.
12. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т. и др. Новые данные по радио-изотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеан. геология. 2001. № 5. С. 118–122.
13. Липкина М.И. Фосфатная и сопутствующая минерализация в магматических породах подводного вулкана Ченцова (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 81–93.
14. Липкина М.И., Цой И.Б. О возрасте и генезисе фосфатной минерализации на Северном Ямато в Японском море // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 99–105.
15. Липкина М.И., Школьник Э.Л. Фосфориты с подводного вулкана Ченцова Японского моря // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 1. С. 217–222.
16. Съедин В.Т. Особенности кайнозойского базальтоидного магматизма и вопросы происхождения Японского моря // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С. 30–38.
17. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 6. С. 1441–1446.
18. Съедин В.Т. Вулканизм Японского моря – индикатор кайнозойского рифтогенеза окраины Азии // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 2. С. 138–142.
19. Clarke R.S., Goldstein J.I. Schreibersite growth and its influence on the metallography of coarse-structured iron meteorites // Smithsonian Contributions to the Earth Sciences. 1978. V. 21. P. 1–80.
20. Owen E.A., Liu Y.H. Further X-ray study of the equilibrium diagram of the iron-nickel system // J. Iron Steel Inst. 1949. V. 163. P. 132–137.

В.П. Уткин

**СТРУКТУРООБРАЗУЮЩЕЕ ТЕЧЕНИЕ КОРОВЫХ МАСС
АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА (АТЗП)**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Во второй половине прошлого века в России (Геологический институт РАН, Москва) разработано учение о тектонической расслоенности литосферы. В процессе горизонтальных срывов и дифференцированных смещений литопластин разной глубинности формируются парные структуры фронтального скупивания и тылового оттока масс, названных А.В.Пейве, структурообразующим течением коровых масс, в которых важную роль играют сдвиги, ограничивающие литопластины с флангов. В АТЗП главная форма тектонического течения коровых масс – система левых сдвигов, образующих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону [4]. Развитие сдвигов, как установлено [6] – следствие смещений их СЗ крыльев на ЮЗ 205–250°, что возможно в условиях тектонической активности Азиатского континента, а не океанических плит. Сопутствующие сдвигам структуры скупивания и оттока континентальных масс наиболее ярко проявлены в формировании Японского и Охотского морей [6].

Центрально-Японский (ЦЯ) рифт размещен между Сихотэ-Алинской (СА) и Восточно-Японской (ВЯ) левосдвиговыми зонами (рис. 1). СА зона сдвигов (суммарная амплитуда не менее 500 км [5] и ВЯ (амплитуда около 800 км [7]) прерывисто-непрерывно были активны в позднем мелу–кайнозое, отражая время длительного раскрытия ЦЯ рифта как дуплекса растяжения этих несоосных левосдвиговых зон.

Раскрытие рифта происходило вследствие отрыва Юго-Западной Японии от континента со смещением по системе пологих разноглубинных срывов, транспортирующих образования разного состава, в том числе, и фрагменты океанической коры (пояса Курасагава, Чичибу) и выведенных на поверхность листрическими взбросо-надвигами в Южно-Японском поясе скупивания масс, что определило разрастание области седиментации с формированием зонального пояса Шиманто с тектоно-стратиграфическим наращиванием в сторону океана. В горах Акайши [8] (рис. 1, врезка) пояс Шиманто срезан и растащен системой левых сдвигов, которые четко прослеживаются к югу в пределах акватории. Сдвиги, рассекая нависающий край континента, не проникают ниже предполагаемой зоны субдукции, а сопровождаясь развитием системы фронтальных листрических надвигов, формируют северо-западный борт трога Нанкай, который идентичен поясу Шиманто с его системой листрических надвигов, вергентных на ЮВ. Судя по плоской морфологии дна трога Нанкай, океаническая плита является целостным, супержестким, согласно плейттектонической модели, монолитным телом. Обладая такими морфологическими характеристиками, субдуцирующая плита не может дислоцировать нависающий край континента с развитием дифференцированных сдвигов, которые однозначно указывают на то, что континентальные массы смещались на юг, надвигаясь на океаническую литопластину.

Парные структуры оттока и скупивания масс проявлены и в формировании Южно-Охотского рифта (рис. 2). В тылу сорванных в позднем кайнозое литопластин, смещавшихся вдоль сдвигов на ЮЗ, формировалось раздвиговое «окно» с развитием глубоководной впадины с крутыми бортами (рис. 2, врезка) и синхронным подъемом мантийных продуктов (пассивный рифтогенез). Фронтальное сжатие выразилось разви-

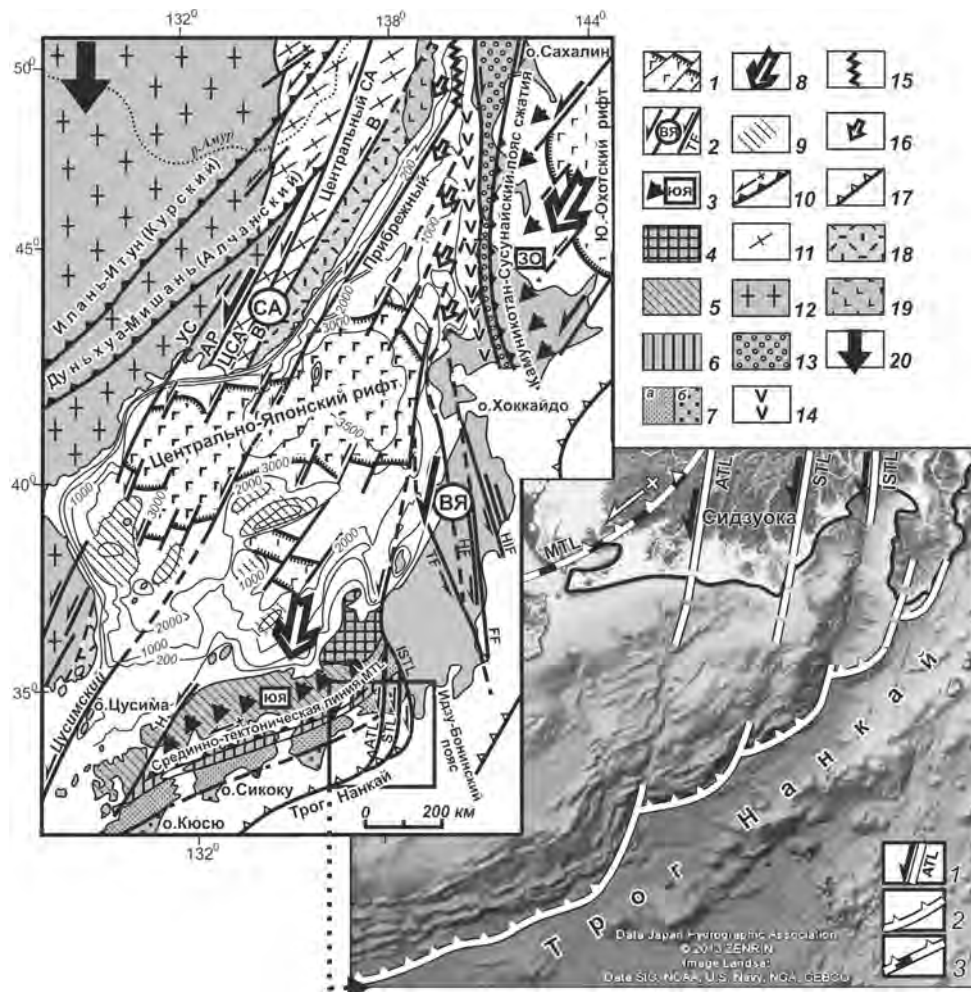


Рис. 1. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского региона.

1 – свдвго-раздвиговые границы рифтогенных глубоководных впадин с океанической корой; 2 – свдвговые зоны и составляющие их свдвиги: СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, В – Восточный, АР – Арсеньевский, УС – Уссурийский, П – Прибрежный), ВЯ – Восточно-Японский (ТФ – Танакура, FF – Футаба, НIF – Хутокаба-Ирия, ISTL – Итоигава-Шизуока, АТL – Акаиши, STL – Сасауама); 3 – Южно-Японский (ЮЯ) и Западно-Охотский (ЗО) пояса фронтального сжатия; 4–7 – тектоностратиграфическое зональное строение юго-западной Японии: массив Хида (4), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (5), юрский-раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (6), мел-кайнозойский пояс Шиманто (7): северный мел-кайнозойский пояс (а) и южный палеоген-раннемиоценовый (б); 8 – направление смещения коровых масс; 9 – подводные поднятия с континентальной корой; 10–11 – структуры сжатия (парагенезы Сихотэ-Алинских левых свдвигов): взбросо-надвиги Бохай-Амурской системы (10), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая орогенная система (11); 12 – Восточно-Азиатский архей-протерозойский композитный кратоноген; 13–16 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов (Западно-Сахалинский (13), Ребун-Манеронский (14), Татарский (15) и направление их растяжений) (16); 17 – зоны Беньофа (субдукции океанической плит); 18 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 19 – пояс плейстоценовых базальтоидов Татарского рифта; 20 – направление полюсобежных сил. Врезка: 1 – свдвиги, проявленные в акватории; 2 – чешуйчато-надвиговый срыв континентальных масс; 3 – срединная тектоническая линия.

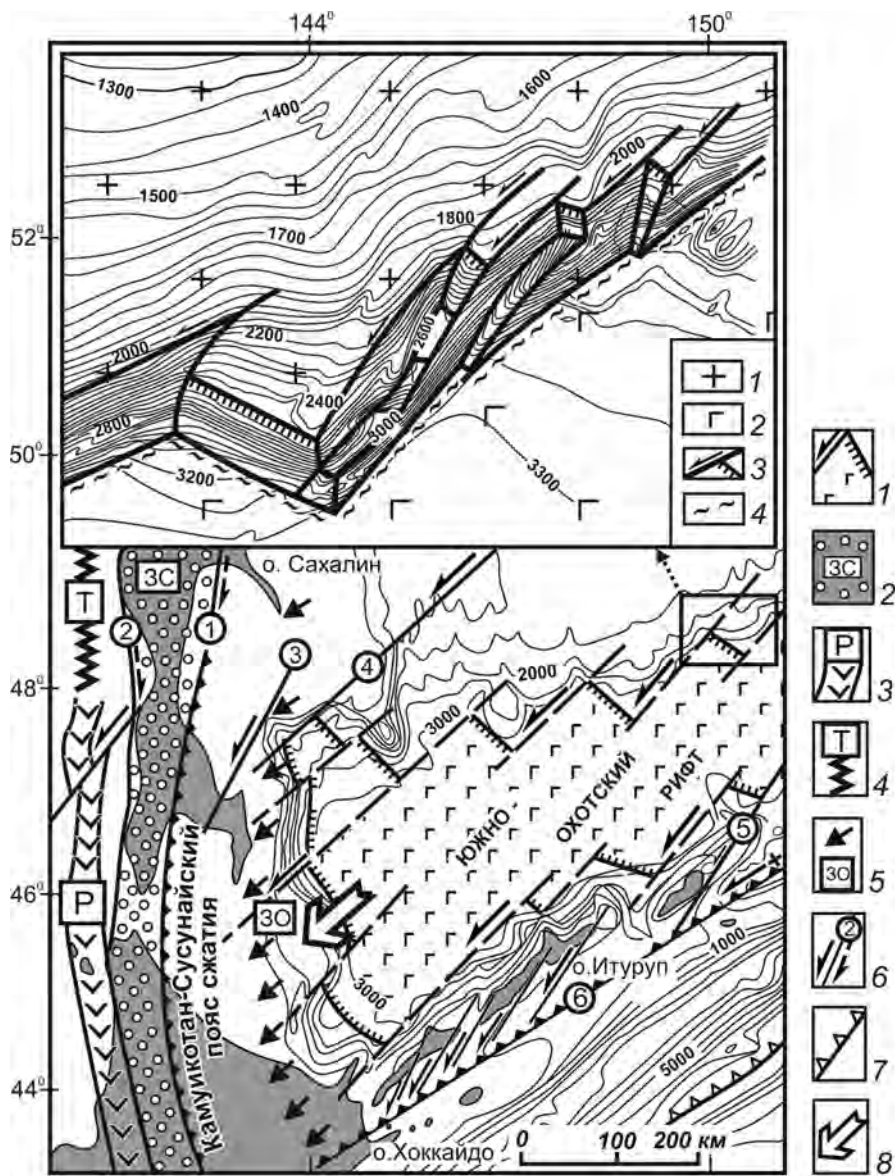


Рис. 2. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Охотоморского региона. 1 – свдвго-раздвиговые границы Южно-Охотского рифта с корой океанического типа (структура оттока континентальных масс); 2–4 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов и составляющие ее рифты: ЗС – Западно-Сахалинский (2), Р – Ребун-Кобато-Манеронский (3), Т – Татарский (4); 5 – Западно-Охотоморский пояс фронтального сжатия (динамометаморфизм, чешейчато-надвиговое скучивае масс); 6 – свдвги: Тымь-Поронайский (1), Западно-Сахалинский (2), Мерейский (3), Пенжинско-Анадырский (4), Восточно-Камчатский (5), Срединно-Курильский со взбросовой составляющей (6); 7 – Курило-Камчатский желоб; 8 – направление перемещения коровых масс. Врезка – участок детального топографирования северного склона Южно-Охотского рифта [3]. 1–2 – кора континентальная (1) и океанического типа (2); 3 – генерализованные контуры блоков континентальной коры, ограниченные свдвгами и поперечными разломами отрывно-сбросового типа; 4 – подошва (срыв) литопластины.

тием Комуикотан-Сусунайского пояса с его системой чешуйчато-надвиговых структур, вергентных на ЮЗ и сложенных пластинами континентальной и океанической (перидотиты, серпентиниты) коры.

Японское и Охотское моря разделены системой рифтов (рис. 1, 2), которые в позднем мелу-кайнозое формировались как тыловые структуры растяжения, смещавшихся континентальных масс на ЮЗ вдоль Сихотэ-Алинской системы сдвигов. В свою очередь, позднекайнозойская активизация смещений континентальных масс Охотоморского региона на ЮЗ привела к трансформации Западно-Сахалинского рифта из структуры растяжения в структуру сжатия с развитием вдоль его восточной окраины Каммуикотан-Сусунайских чешуйчато-надвиговых структур и взбросо-надвигов с новейшей орогенцией (Восточно-Сахалинские горы).

Таким образом, суммарный вектор смещений коровых масс в АТЗП составляет ЮЮЗ 180-250°. Это направление встречное и косо-встречное по отношению к северо-северо-западному направлению субдукции океанической коры, что не позволяет считать субдукцию главным геодинамическим фактором в развитии инфраструктуры АТЗП и, напротив, согласуется с тектонической активностью Азиатского континента, смещавшегося на ЮЮЗ.

Смещение континентов рассматривается как тектоническое течение масс горных пород на макроуровне [2] в условиях действия полусобежных сил [1]. Важную роль в качестве тектонического фактора играют инерционные силы, моменты инерции которых определяются формулой: $I=MR^2$, где M – масса тела, R – радиус вращения. Тектонически обособленные литопластины (блоки коры) обладают разными массами и радиусами вращения и, следовательно, разнятся моментами инерции, что вызывает их смещение относительно друг друга как в плане, так и в разрезе. Смещение Юго-Западной Японии и континентальных масс в Охотоморском регионе, с формированием тыловых структур растяжения, по-видимому, вызвано срывом континентальных литопластин, наиболее «скоростных» по отношению к нижерасположенным мантийным литопластинкам с меньшими радиусами вращения.

Литература

1. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. Л.: Наука. 1968. 123 с.
2. Пушаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
3. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
4. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400–403.
5. Уткин В.П. Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73–87.
6. Уткин В.П. Что определяет развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода: геодинамика движений океанических плит или Азиатского континента? // ДАН. 2016. Т. 467, № 3. С. 314–319.
7. Otsuki K. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island Arc. 1992. N. 1. P. 51–63.
8. Tanabe H., Kano K. Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 56–68.

И.П. Цыганкова

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан

Исследование структуры и вещественного состава литосферы позволяет решать широкий круг теоретических и прикладных задач геологии и геофизики: получать информацию о числе и глубине горизонтальных поверхностей расслоения, данные о глубинах заложения разломов и блоков, значения плотности пород литосферы, составлять 3D модели в формате систем вертикальных разрезов и горизонтальных срезов.

Для исследования глубинной структуры центральной части Яно-Колымского орогенного пояса ($62^{\circ}00' - 63^{\circ}20'$ с.ш. и $147^{\circ}00' - 150^{\circ}00'$ в.д.) использовалась методика интерпретации гравиметрических наблюдений, разработанная д.г.-м.н. Ващиловым Ю.Я. [1, 2]. На этапе предварительного районирования по зонам максимальных горизонтальных градиентов силы тяжести выделялись контуры блоков и разломов (рис. 1), для которых были определены глубины заложения.

Геофизически на рассматриваемой территории выделяются глубинные разломы 1-го порядка северо-западного простирания – Дарпир, Иньяли-Дебинский, Чай-Юринский. Это составляющие сквозькоровой магмаконтролирующей Яно-Колымской зоны разломов, уходящие по данным интерпретации на глубину 28–37 км. Дизъюнктивные зоны 2-го порядка фиксируются источниками аномалий, уходящими корнями на глубину 10–17 км, иногда до 20 км. Очевидно, что это зоны внедрения магматических образований, а так же зоны контакта различных по плотности пород. Выделяются гранитные интрузии глубиной 6, 8, 11 км в южной части исследуемой площади и 9, 11, 20 км – в северной.

Трехмерная модель строения литосферы всегда представляется в виде системы плотностных горизонтальных срезов и вертикальных разрезов. Для определения на различных глубинах абсолютной плотности пород использовались «гранитные» реперы – массив Малый Анначаг, уходящий по результатам интерпретации на глубину 6.3 км со средней плотностью гранитов на поверхности 2.58 г/см^3 . Плотность гранитов на глубинах 1 и 6 км вычислялась с использованием вертикального градиента плотности, равного $0.0157 \text{ г/см}^3\text{км}$ [1]. Рассчитано, что на этих глубинах граниты будут иметь плотность 2.60 и 2.67 г/см^3 , соответственно. Используя латеральный скачок плотности на гранитах блоков, полученный на этапе второго приближения, плотность переносилась от «гранитных» реперов и в результате была определена на глубинах 1, 6, 10, 20, 30, 40 и 60 км.

Геолого-петрологическая интерпретация модели глубинного строения проведена на основе изучения плотности образований осадочного и магматического происхождения на поверхности. Наиболее близкий к дневной поверхности плотностной срез на глубине 1 км (рис. 2) показывает, что в Чай-Юринской зоне и в зоне разлома Дарпир представлены породы с плотностью $2.62 - 2.72 \text{ г/см}^3$, характерные для палеозойских отложений. В зоне Иньяли-Дебинского разлома прослеживаются породы триасовой системы с плотностью от 2.58 до 2.70 г/см^3 до. Из интрузивных пород на срезе фиксируются граниты с плотностью $2.51 - 2.62 \text{ г/см}^3$ и гранодиориты с плотностью $2.62 - 2.71 \text{ г/см}^3$.

Диапазон изменения плотности на глубине 6 км $2.62 - 3.02 \text{ г/см}^3$, куда входят грано-

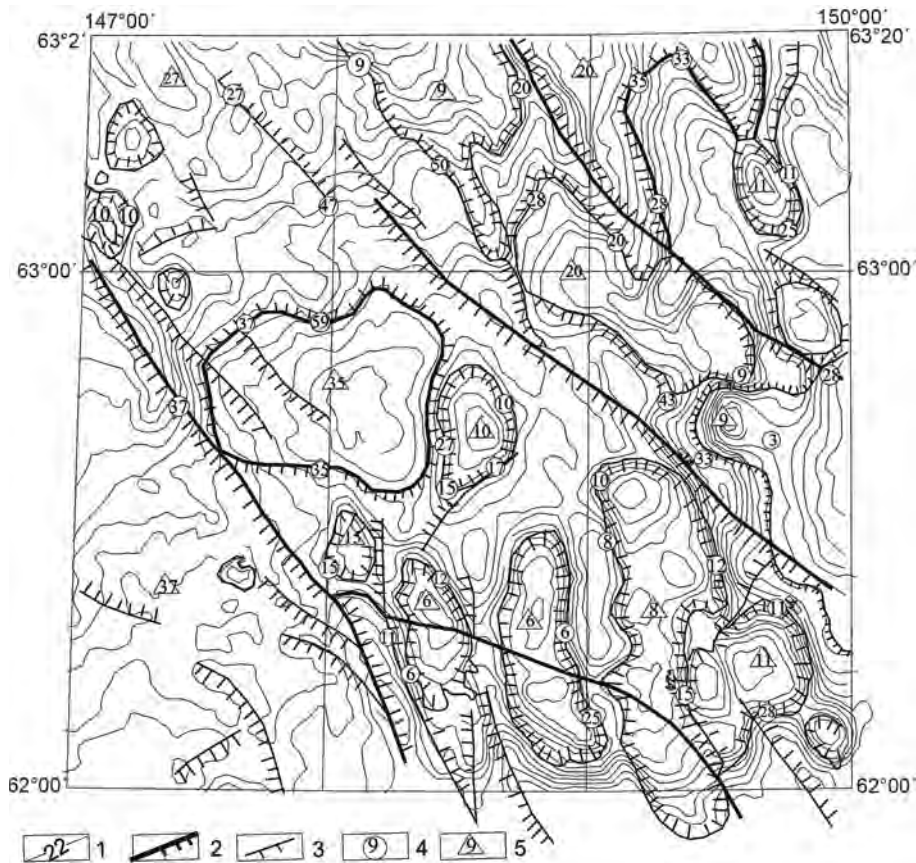


Рис 1. Блоковая тектоника участка 62°00'–63°20' с.ш. и 147°00'–150°00' в.д. по гравиметрическим данным. 1 – условные изоаномалы поля силы тяжести; 2 – разломы (разрывные нарушения) первого порядка; берштрихи указывают направление разуплотнения; 3 – дизъюнктивные нарушения второго порядка; 4 – минимально возможная глубина заложения разломов; 5 – минимально возможная глубина заложения плотностных неоднородностей (блоков).

диориты, диориты, базиты. По результатам интерпретации второго приближения на срезе выделены блоки пород повышенной плотности – 3.02 г/см^3 . Это базиты-гипербазиты. Породы с плотностью гранодиоритов $2.61\text{--}2.79 \text{ г/см}^3$ занимают большую площадь. Таким образом, срез на глубине 6 км показал, что на рассматриваемой территории породы кровли «базитового» слоя подходят относительно близко к дневной поверхности.

На срезе 10 км породы базитового типа преобладают, хотя породы с плотностью диоритов занимают еще достаточно большую площадь. На глубине 20 км развиты породы базитового типа. Срез на глубине 30 км отражает более простой план распределения пород по плотности и, следовательно, по химическому составу, петрологическому типу. Здесь распространены породы базит-гипербазитового типа, слагающие низы земной коры. Некоторые разломы на срезе 30 км уже отсутствуют. Вероятно, это связано с тем, что на таких глубинах существует активизированное вещество, или произошли горизонтальные смещения среды относительно вышележащей толщи [2]. Ниже 40 км, у восточной кромки рассматриваемого района предполагается подкорное вещество с

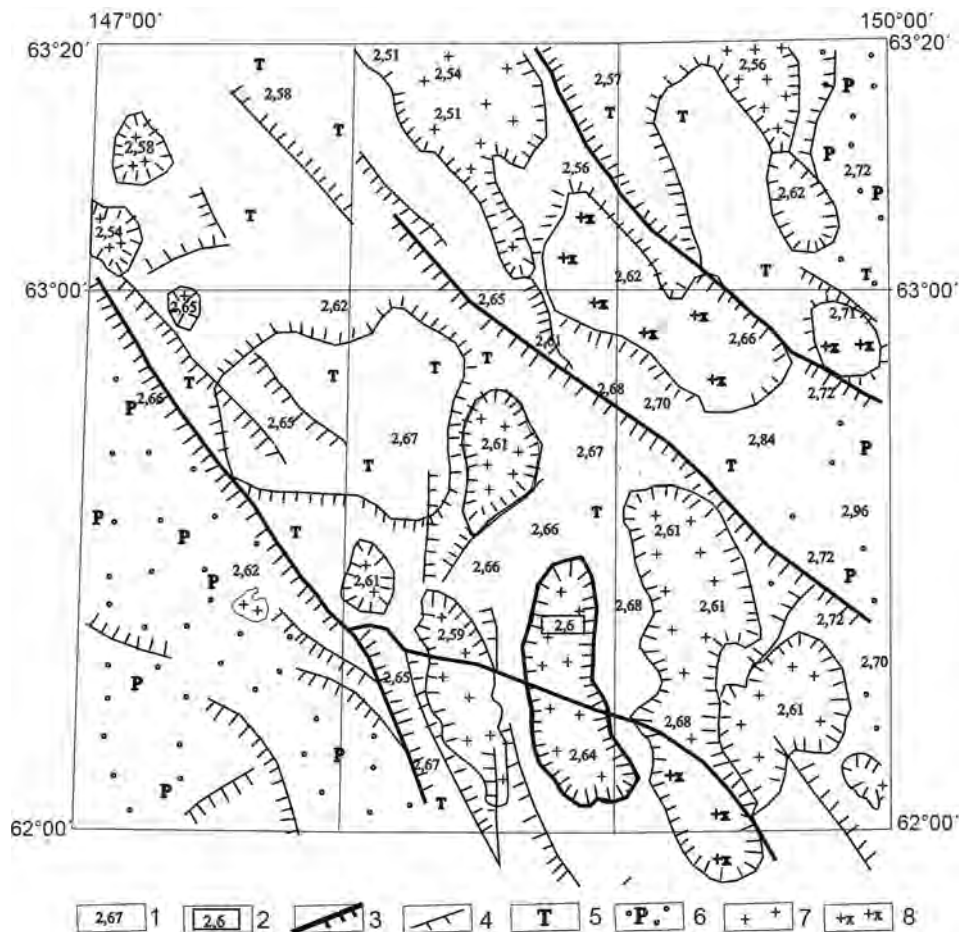


Рис. 2. Геолого-петрологический срез участка 62°00'–63°20' с.ш. и 147°00'–150°00' в.д. на глубине 1 км. 1 – расчетные значения плотности; 2 – опорное значение плотности; 3 – разломы (разрывные нарушения) первого порядка; бергштрихи указывают направление разуплотнения; 4 – дизъюнктивные нарушения второго порядка; 5 – терригенные осадочные породы триаса; 6 – пермские отложения; 7 – граниты; 8 – гранодиориты.

плотностью, как правило, больше 3.20 г/см^3 , соответственной породам высокobarических фаций метаморфизма. Срез показывает, что в основном представлены плотные породы гипербазитового типа с плотностью $3.16\text{--}3.20 \text{ г/см}^3$. В петрологическом отношении шестидесятикилометровый срез практически однороден. Плотность эклогитизированных пород на этой глубине почти не меняется и составляет 3.24 г/см^3 .

Результаты интерпретации плотностных срезов позволят в дальнейшем построить разрезы литосферы и увидеть пространственную конфигурацию поверхностей Конрада и Мохо.

Литература

1. Вашилов Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 237 с.
2. Вашилов Ю.Я. Объемные модели глубинного строения и их геологическое значение // Объемные модели структуры земной коры и верхней мантии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 6–24.

В.В. Ярмолук, А.М. Козловский

РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЕ ЮВЕНИЛЬНОЕ КООРБОРАЗОВАНИЕ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ ХАНГАЙСКОЙ ГРУППЫ ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛИИ)

ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, г. Москва

Хангайская группа террейнов расположена в осевой части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Она объединяет Байдарикский, Тарбагатайский и Сонгинский блоки, строение которых определяют как палеопротерозойские, так и в значительной степени неопротерозойские структуры (рис. 1).

Установлена важная роль раннепротерозойских комплексов в становлении этих террейнов. На примере Холбонурской зоны Сонгинского блока показано, что ее формирование было сопряжено с раннепротерозойским ювенильным корообразованием. Оно

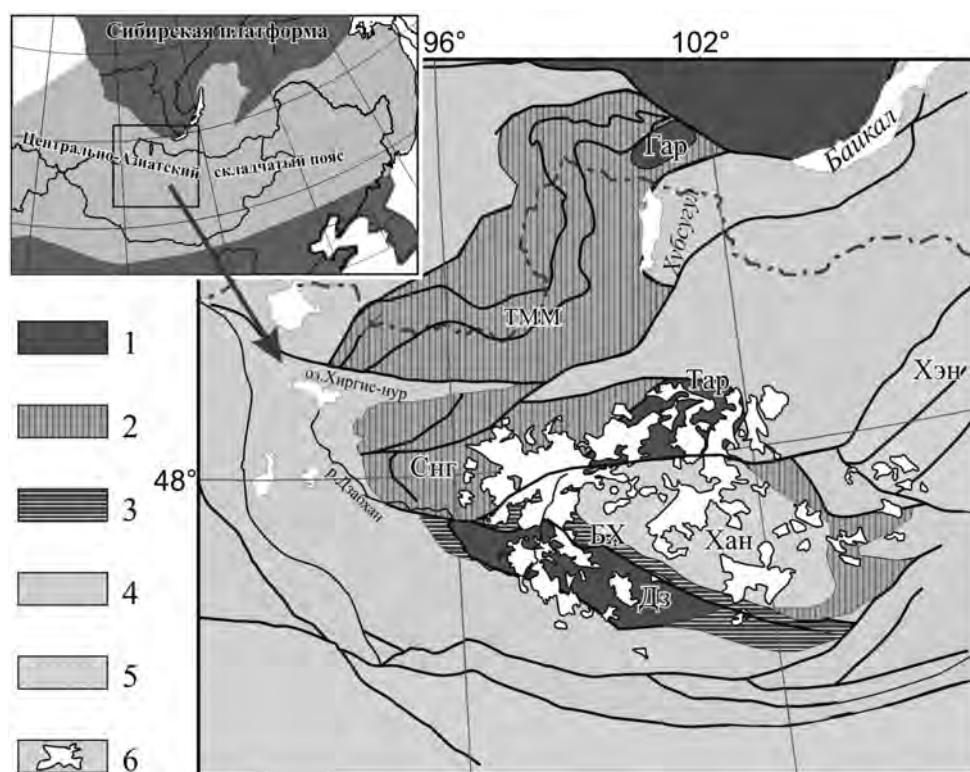


Рис. 1. Схема строения Хангайской группы террейнов. На врезке показано положение территории рисунка в системе структур Центральной Азии.

1–5 – структуры: 1 – кратонные, 2 – раннепротерозойские, 3 – позднепротерозойские, 4 – раннепалеозойские (каледонские), 5 – средне-позднепалеозойские, 6 – плутоны Хангайского батолита. Террейны и микроконтиненты: ТММ – Тувино-Монгольский, СНГ – Сонгинский, Тар – Тарбагатайский, БХ – Баян-Хогорский, Хан – Хангайский, Дз – Дзобханский

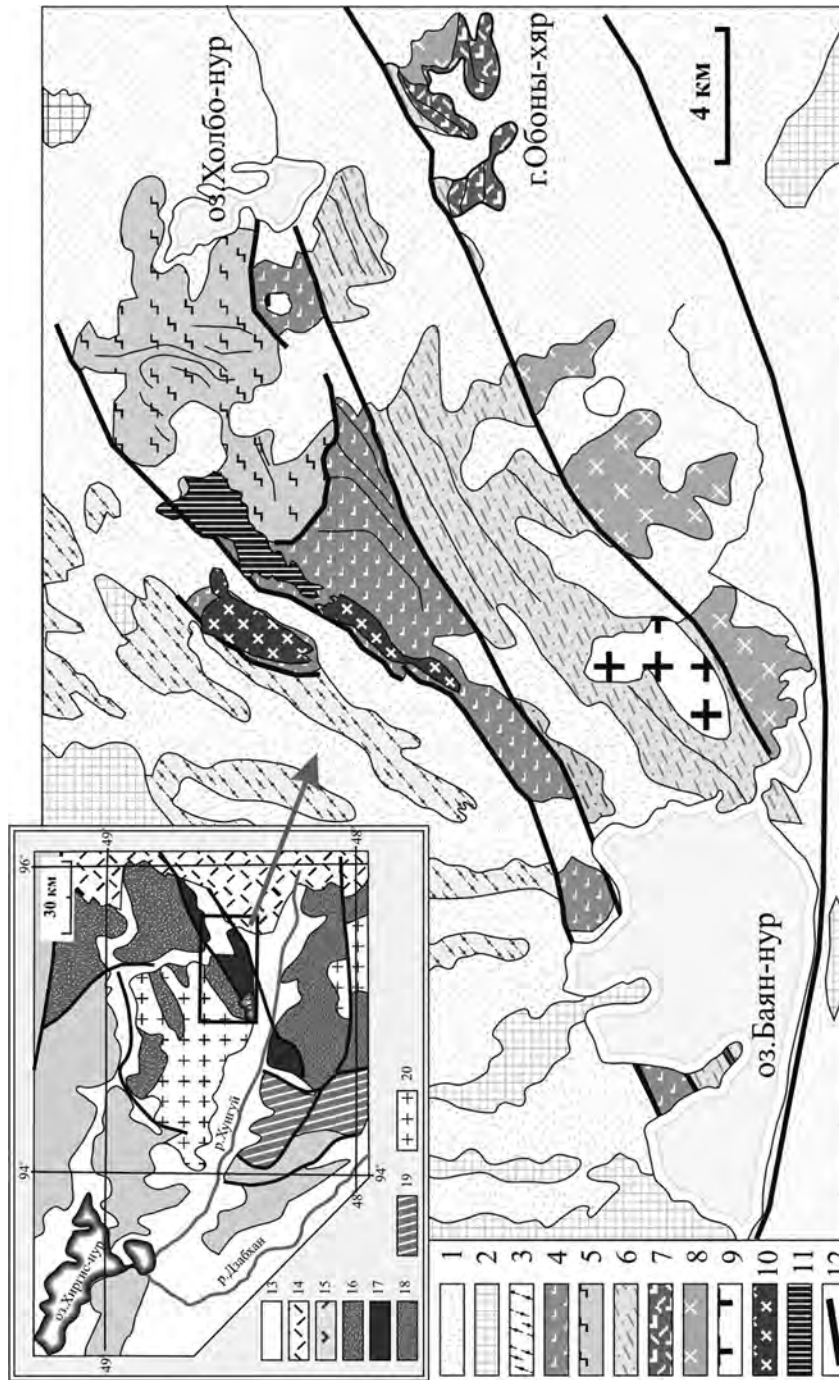


Рис. 2. Строение Холбо-нурской зоны Сонгинского блока. На врезке показано положение района в системе структур Сонгинского блока. 1 – четвертичные образования, 2 – позднепалеозойские граниты, 3 – комплексы Баян-нурской зоны, 4–10 – комплексы Холбо-нурской зоны (типа ОИВ), 5 – кремнисто-метабазитовый (типа МОИВ), 6–7 – осадочно-вулканогенный (типа IAB), 6 – терригенный тип разреза, 7 – вулканогенный тип разреза; 8 – гранитоиды Гашунурского комплекса, 9 – посткинematические граниты с возрастом 795 млн. лет, 10 – габбро-диориты, диориты, 11 – расчлененное габбро, 12 – разломы; 13–20 – обозначения к врезке: 13 – четвертичные отложения; 14 – комплексы ранних каледонид Озерной зоны; 15–18 – неортерозойские комплексы; 15 – Баяннурской зоны, 16 – Холбо-нурской зоны, 17 – Дабхан-Мандалской зоны, 18 – Ургамалской зоны, 19 – нарастленные гранитоиды.

происходило во внутриокеанических условиях в обстановках океанических островов, срединно-океанических хребтов и внутриокеанических островных дуг, отделенных от областей развития более древней коры Баяннурским турбидитовым бассейном.

Выполнено сопоставление структур Сонгинского и Тарбагатайского блоков и установлены общие рубежи в их геологическом развитии. Их сближает общее время аккреции (~800 млн лет назад), а также сходство составов участвующих в их строении магматических пород. Последние были сформированы в обстановке островной дуги и имели близкие по изотопным характеристикам источники магматизма. Выявленное сходство позволило объединить структуры Сонгинского и Тарбагатайского блоков в единый Сонгино-Тарбагатайский террейн, который был сформирован в результате раннепротерозойской аккреции островных, спрединговых, островодужных и турбидитовых комплексов океанической плиты к жесткому континентальному массиву, фрагмент которого представлен раннепротерозойским Идерским выступом Тарбагатайского блока. Вхождение Дзабханского террейна в общую агломерацию террейнов произошло позже в интервале времени между образованием вулканитов дзабханской серии, не известных в строении Сонгин-Тарбагатайского террейна, и формированием цаганоломского карбонатного чехла, перекрывающего структуры как Дзабханского, так и Сонгин-Тарбагатайского террейнов.

На основе анализа данных о строении крупнейших докембрийских террейнов ЦАСП предложена модель, в соответствии с которой их формирование началось с процессов раннепротерозойской аккреции к суперконтиненту Родиния. Последовавшее в конце раннего неопротерозоя дробление последнего над мантийным суперплюмом затронуло также новообразованную складчатую область. Это привело к образованию террейнов, включавших как фрагменты палеопротерозойского кратона, так и собственно раннепротерозойские структуры. Последующее объединение этих осколков докембрийской коры в составные террейны, по-видимому, происходило в конце раннебайкальской фазы тектогенеза.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00154).

**Qiu Ruizhao¹, Zhou Su², Tan Yongjie¹, Liu Zhigang¹, Xiao Qinghui³,
Feng Yao², Zhang Guoqing²**

**DEEP SETTING OF LARGE-SCALE MAGMATISM AND MINERALIZATION IN THE
LATE MESOZOIC OF EAST CHINA**

¹*Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing 100037, P. R. China*

²*China University of Geosciences, Beijing 100083, P. R. China*

³*Information Center of Ministry of Land and Resources, Beijing 100812, P. R. China*

The lithosphere thinning and «Mesozoic metallogenic explosion» in East China has been one of the most noticeable scientific issues in the recent decade. Regarding to its dynamic background, various viewpoints have been proposed by the geologists both at home and abroad, and have become a hot spot to be widely concerned [1, 2, 3].

1 Lithospheric discontinuity

The continent of China and adjacent areas were pieced together by orogenic belts in different periods, and consisted of five types of the lithosphere [5, 6]. The areas between different types of the lithosphere were defined as the lithospheric discontinuity zones [4], which show differences in many aspects such as the crust-mantle structure, rock composition, heat flow and thickness of the crust and the subcontinental lithospheric mantle, and should have a close relationship with the metallogenesis.

Five types of the lithosphere are recognized in East China, including the Eerduosi and Yangzi cratonic lithosphere, the Yanshanian orogenic-type lithosphere represented by the Da Hinggan and Yanshan-Taihang mountains and the central segment of the Nanling Mountains remain, the rift-type lithosphere represented by the Songliao plain, the North China plain and sea areas off Fujian and Guangdong, the oceanic crust-type lithosphere represented by the Central sea basin of the South China Sea, and the island arc-type lithosphere represented by that of Taiwan. Masses of the lithospheric discontinuity zones in East China mean having the important factors that would cause the strongest and more active tectonic-magmatic-metallogenic events.

2 Deep-Setting of East China in the Late Mesozoic

As we all know, the Indosinian orogeny refers to the East Asian collisional tectonic events associated with the closure of the eastern parts of the Paleo-Tethys Ocean and the formation of the Asian continent. Collisions occurred between the Sino-Korean Craton (North China) and the Yangtze Craton (South China), and Indochina and Sibumasu in Southeast Asia. Triassic continents of Europe and Asia reached the biggest continent with the largest lithosphere-asthenosphere system. Most of the granitic belts in the Mesozoic, volcanic belts in the Cenozoic with northeast trend as a whole and running through different tectonic units in East China imply that it is controlled by the same geodynamic-system and the two kinds of mechanisms actually are also the common mechanism that East China has undergone in the Mesozoic-Cenozoic. It seems that the Pacific plate has also played an important role, but it is hard to explain why Yanshanian igneous rock distribution was reaching more than one thousand kilometers from the coast to inland. It is required to interpret the uniqueness of East China from deep geological processes, the asthenosphere upwelling and the interaction between the lithosphere and asthenosphere.

The North China platform possessed a cold and strong continental lithosphere-root before the Jurassic. The continental lithosphere-root and the continental crust were destroyed and reconstructed by intensive magmatism and tectonic deformation under the orogenic compression mechanism in the Mesozoic. The rigid crust was heated up and weakened by underplating of basaltic magma, which induced rheological conditions favorable for shrinking, structural deformation and thickening of the continental crust. The shrinking tectonic environment is favorable for sealing up of the underplated magmas in the crust, and results in heating up and melting of the crust, and the formation and intrusion of granitic magma. Consequently, the original TTG crust of craton type gave way to the granitic crust of orogenic type. With the accumulation of the eclogite remnant of the intra-crustal differentiation, its high density induced the destabilization of orogenic lithosphere-root which had in turn led to the large scale de-rooting and thinning of the lithosphere and the disequilibrium of the tectonic and thermal states. Hence, more material and heat of the convective mantle was urged to input into the continental crust, resulting in the lithosphere mantle partial melting, the asthenospheric material upwelling and extensional basin formation in the North China craton. The large-scale crust-mantle interaction caused the magmatism to come to a climax in J_3 and K_1 and led to the planar distribution of igneous rocks and the metallogenic explosion about 120Ma. During this process, the lithospheric discontinuity zone was a weak belt, even those areas between the continental cores can be regarded as the reactivated lithospheric discontinuity, also might be the good channels for the material and heat of the asthenosphere upwelling and partial melting. It is proposed that large-scale magmatism and mineralization in the Late Mesozoic of East China was a combined result of the systematic changing of the lithosphere/ asthenosphere on the China continent and the subduction of the Pacific plate, and the reactivated lithospheric discontinuity played a very important role [6].

Acknowledgements

Research was supported by the International Science & Technology cooperation Program of China (ISTCP) (2007DFA21380, 2011DFA22460), Science & Technology Support program of China (2006BAB01A03), and China Geological Survey (1212010811066, 12120113086400).

References

1. Deng J. F., Zhao H. L., Mo X. X. et al., 1996. Continental Root-Plume Tectonics of China-Key to the Continental Dynamics (in Chinese with English abstract), Beijing: Geological Publishing House, 1–96.
2. Wilde, S. A., Zhou X H, Nemchin, A. A. et al., 2003. Mesozoic crust-mantle interaction beneath the North China craton: A consequence of the dispersal of Gondwanaland and accretion of Asia, *Geology*, 31(9): 817–820.
3. Mao J W, Wang Y T, Zhang Z H et al., 2003. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralization in North China and adjacent areas—implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits, *Science in China, Ser. D*, 46 (8): 838–851.
4. Kutina J. 1995. Regional mantle-rooted discontinuities extending transversely to the margins of cratons and adjacent mobile belts [J]. *Glob. Tect. Metall.*, 5(1–2): 7–18.
5. Qiu R Z, Li T D, Zhou S, et al. the composition and evolution of lithosphere in China continent [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2006: 1–308 (in Chinese with English abstract).
6. Qiu R Z, Tan Y J, Zhu Q, et al. 2014. Metallogenic regularity of important metallogenic belts in China & Adjacent Areas [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1–596 (in Chinese).

РАЗДЕЛ II

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Ю.И. Бакулин

**ПАЛЕОУСТЬЕ РЕКИ АМУР КАК ОБЪЕКТ ТЕРРИТОРИИ ОПЕРЕЖАЮЩЕГО
РАЗВИТИЯ**

Представительство НПП «Горнопромышленники России» в ДФО

В соответствии с Федеральным законом «О территориях опережающего социально-экономического развития в Российской Федерации» [1] под ними понимаются земельные участки, на которых Правительство установило особый правовой режим для бизнеса, чтобы создать благоприятные условия «для привлечения инвестиций, обеспечения ускоренного социально-экономического развития и создания комфортных условий для обеспечения жизнедеятельности населения». Это определение нельзя признать удачным. Еще меньше удач можно наблюдать на примерах их практической реализации в Хабаровском крае.

Нужно понимать, что ТОСЭР в силу определенных природных условий (например, природных ресурсов) обладают предпосылками получить хороший (наивысший) экономический результат. Кади-Кизинская депрессия представляет такой природный объект, поскольку является палеодельтой реки Амур (перспективным нефтегазоносным объектом) и благоприятным участком для создания гидротехнического сооружения для сокращения водного пути на о. Сахалин и сброса водных масс реки Амур в периоды наводнений.

Косвенные признаки нефтегазоносности района были известны давно: грязевые вулканы, природные источники с сероводородом, метаном, повышенной минерализацией углекислоты, иода, наличие брома и интенсивная гидрохимическая аномалия углеводородов (метана, этана, пропана). Но им не придавали особого значения. Внимание к району было привлечено после обобщения геофизических материалов В.Н. Гагаевым в 1991 году. К работе были привлечены НПП «Земля» и Комсомольская геофизическая партия ПГО «Дальгеология». Активное участие в работах на площади принял участие руководитель НПП «Земля» В.Н. Пляскин, который провел организационную работу по формированию полевых отрядов и выполнял функции оператора работ. Следует также упомянуть Комсомольский нефтеперерабатывающий завод и бывшего в то время директора В.В. Пономарева, который выступил в качестве заказчика работ, включая их финансирование. С 1994 г. завод являлся владельцем лицензии ХАБ №00029 на недропользование этой площадью.

В ходе полевых работ выполнены:

- газо-геохимическое опробование специальных, а также сейсмических скважин;
- литолого-стратиграфические исследования (силами временных полевых отрядов);
- высокоточные гравиметрические и магнитометрические исследования (Геофизическая экспедиция);
- сейсмические исследования спаренной сейсмостанцией «Прогресс-96» (ОАО «РоснефтьСахалингеофизразведка»);
- хроматографический анализ свободного и водорастворенного газа и битуминологический анализ (лаборатории ДВО РАН и НИС «Академик Несмеянов»).

Геологическая характеристика. В настоящее время Кади-Кизинская депрессия представляется как краевая структура на замыкании Сихотеалинской ГСС. Она состоит из ВСВ системы грабенов, переходящих в восточном направлении в широкие прогибы, сопряженные со структурами акватории Татарского прогиба и прослеживающиеся

на северном Сахалине. Уместно напомнить, что замыкание Сихотэалинской системы происходит в створе разлома Танлу. Здесь субмеридиональная ориентировка структур сменяется на субширотную. В кайнозойе район представлял собой палеодельту Амура вплоть до миоцена, когда гидрография была изменена вулканическими процессами. Но и мощность осадочных пород миоцена по данным бурения превышает 200 м. По данным ГСЗ, выполненных Центром «Геон», мощность рыхлых осадочных пород достигает 6,2 км и согласуется с данными по Татарскому проливу. При проведении литолого-фациальных исследований меловых осадочных пород в обрамлении впадины было установлено РОВ в количестве до 2%, в том числе хлороформенные битумоиды – до 0,3%, спиртобензолные битумоиды – до 0,1%, гуминовые кислоты – до 0,9%. Постоянно присутствуют легкие углеводороды (C_{13} - C_{18}), что свидетельствует о слабом преобразовании осадков и сохранении нефтегенерирующего потенциала. Зараженностью кайнозойских отложений органическим веществом видна, так сказать, невооруженным глазом как в рассеянном виде, так и концентрированном (в виде пластов бурого угля). При бурении сейсмоскважин нередко фиксировались случаи интенсивного и продолжительного выделения газа, а также возгорание факелов над скважинами в течении нескольких минут после проведения взрывных работ.

Кизи-Лазаревская впадина подразделяется на два суббассейна: Мариинский и Лазаревский, разделенные поднятием, трассирующим Киселевский горст.

Оценка прогнозных ресурсов впадины проведена объемно-статистическим методом по В.Раабену и на основании использования эмпирического параметра «плотность разведанных запасов» для нефтеносных площадей о. Сахалин (20–50 тыс.т/кв.км). В обоих случаях получены близкие цифры – 100–125 млн. т н.э.

Эта характеристика района была дана в докладе Бакулина Ю.И., Гудырина М.П., Пляскина В.А. на научно-практической конференции «Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы ДВЭР, углеводородных ресурсов шельфа морей СВ и ДВ России (Хабаровск, 1998), но в материалах конференции доклад не опубликован.

Сокращение водного пути за счет канала составляет 395 км. Это предоставляет возможность сокращения перевозок водным транспортом вдвое. Доступные данные о перевозках водой в 2006 году [2] содержат объем перевозок 2287.2 млн. т-км и количество перевезенных грузов – 3334.7 тыс. т. Следовательно, среднее расстояние перевозок составляет 685 км. Таким образом, использование канала позволит удешевить перевозки вдвое.

Сброс водных масс в периоды подъема уровней воды по каналу позволит предотвратить наводнения. Как известно, подъем уровня реки Амур происходит на тех участках, где уменьшается уклон русла, его сужение, происходят резкие повороты русла, снижающие сток. Наиболее существенные изменения природных условий происходят в районе г. Хабаровска (поворот основного русла Амура, уменьшение уклона, крупный приток (Уссури) перераспределение водных масс по протокам) и на участке Циммермановка-Мариинское (аналогичная ситуация, кроме р. Уссури).

Приведенные общие соображения для принятия решения рекомендуется тщательно обсчитывать, включив проведение этих работ в перспективные планы.

Литература

1. Федеральный закон от 29.12.2014 N 473-ФЗ «О территориях опережающего социально-экономического развития в Российской Федерации». <http://www.consultant.ru/>
2. Постановление Правительства Хабаровского края №146 от 5.05.2007. <https://www.khabkrai.ru/officially/Gosudarstvennye-programmy/NPA>

Н.В. Бердников, В.Г. Невструев

**ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ЮГЕ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ**

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

Исследованиями последних лет показано, что железо-марганцевые месторождения Кимканское, Поперечное на востоке Буреинского массива и Орловское в пределах Ханкайского массива образовались в обстановке активной континентальной окраины при участии гидротермальной деятельности [2]. Однако конкретная геолого-тектоническая обстановка накопления богатых железом и марганцем отложений и источник минерализующих растворов остались дискуссионными.

В пределах активной континентальной окраины выделяется ряд геолого-тектонических обстановок, в которых может происходить формирование железо-марганцевых руд. Со стороны субдуцирующей океанической плиты в их число входят обстановки изгибания плиты перед ее погружением в желобе [10,11], а также обстановки аккрецирующих гайотов [5], островных дуг и гидротермальных полей, связанных с зонами спрединга [8]. Со стороны континента выделяются обстановки задуговых бассейнов со склонами вулканических построек [9] и обстановки формирующейся аккреционной призмы. Нами предпринята попытка сравнения геохимических характеристик (P3Э+У) руд изученных месторождений с таковыми для этих обстановок с целью уточнения геологической истории их образования и источника рудного материала.

Ханкайский и Буреинский массивы (террейны) входят в состав раннепалеозойского Центрально-Азиатского орогенного пояса. На Буреинском массиве отложения осадочного палеоокеанического генезиса образуют изолированные тела переменной мощности, которые залегают среди терригенных песчано-сланцевых комплексов на разных стратиграфических уровнях. Подобная ассоциация пород достаточно характерна для аккреционных призм зон субдукции. Геологические и геохронологические данные позволяют считать, что Буреинский массив в основном представляет собой метаморфизованную в раннем ордовике аккреционную призму, а рассматриваемые месторождения включены в нее с нарушением исходных стратиграфических соотношений [3].

Кимканское железорудное месторождение в виде двух вытянутых в северо-восточном направлении полос прослеживается на право- и левобережье р. Кимкан. Приуроченный к нижним частям разреза кимканской толщи рудный горизонт сложен крутопадающими пластовыми залежами полосчатых магнетитовых и гематит-магнетитовых кварцитов мощностью от 2 до 60 м. Разведанные запасы руды составляют 189.4 млн. т при среднем содержании железа 35.6%.

Месторождение Поперечное относится к железо-марганцевой вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатной формации на юге Хинганской минерагенической зоны. Руды залегают в карбонатных породах мурандавской свиты. Промышленное значение имеют браунитовые, гаусманит-браунитовые, браунит-гематитовые, родохрозит-гаусманитовые руды, их окисленные и полуокисленные разновидности. Неокисленные железо-марганцевые руды содержат 21% марганца и 8.63% железа, железистые фтаниты до 20–30% железа.

Железо-марганцевая минерализация Ханкайского массива сосредоточена в Уссурийско-Лесозаводском минерагеническом районе, в котором выявлены 11 месторождений

и проявлений, включая типичное для них месторождение Орловское. Оно представлено крутопадающими вытянутыми до 1000 м залежами существенно магнетитовых железистых кварцитов при средней мощности 6 м, в отдельных сечениях до 80 м, со средним содержанием железа 23.8% [4]. Силикатно-карбонатная марганцевая минерализация приурочена к нижнему горизонту рудной толщи. Среднее содержание Mn в рудах не оценено.

Анализ соответствия процесса образования руд рассматриваемых месторождений тем или иным геотектоническим обстановкам производился путем сравнения содержания и распределения редкоземельных элементов в рудах и в железо-марганцевых образованиях, формирующихся в этих обстановках.

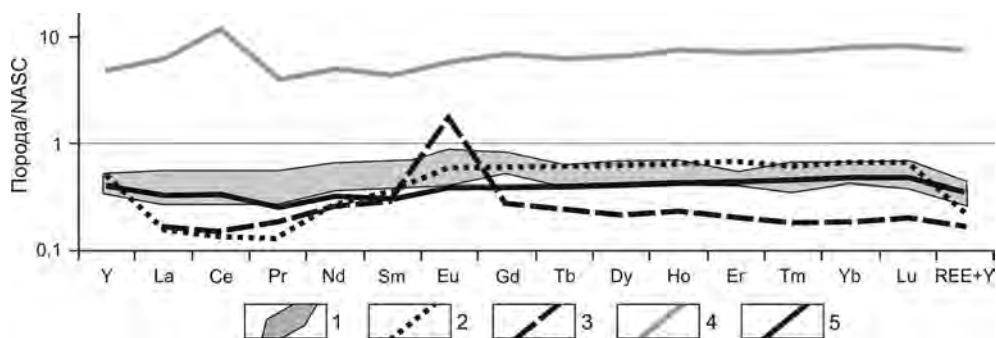


Рисунок. Систематика РЗЭ+Y+Y в рудах некоторых железо-марганцевых месторождений Дальнего Востока в сравнении с таковой в железо-марганцевых образованиях, сформировавшихся в некоторых современных океанических обстановках: 1 – поле руд Кимканского, Поперечного и Орловского месторождений; 2 – диффузионные гидротермальные отложения марганца на склонах островодужных вулканов Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг по [9]; 3 – железистые охры поля TAG в области спрединга САХ по [8]; 4 – водородные железо-марганцевые корки абиссальной равнины на севере Центральной Пацифики по [6]; 5 – гидротермально-водородные железомарганцевые корки с возвышенностей Беляевского и Медведея в Японском море по [5].

Графики распределения РЗЭ+Y руд изученных месторождений располагаются на рисунке в заштрихованной области 1. Эталонными для обстановок склонов островодужных вулканов приняты современные Марианская и Идзу-Бонинская островные дуги (линия 2 на рисунке) [9]. Формирующиеся здесь диффузионные гидротермальные отложения марганца по содержанию и распределению РЗЭ+Y сходны с рудами изученных нами месторождений. Отличие состоит в относительном обеднении марганцевых гидротермалитов легкими редкоземельными (La, Ce, Pr), что, вероятно, свидетельствует о слабом влиянии морской воды на их образование.

Железистые охры поля TAG (линия 3 на рисунке) [8], характеризующие гидротермальную деятельность в области спрединга, показывают пониженные относительно изученных руд содержания практически всех РЗЭ+Y кроме Eu, резкая положительная аномалия которого отражает состав гидротерм, формирующихся в процессе выщелачивания глубинных магматических пород.

Для водородных железо-марганцевых корок абиссальной равнины на севере Центральной Пацифики (линия 4 на рисунке) [6] характерны значительно большие, чем

у изученных нами руд, концентрации всех P3Э+У с выраженной положительной аномалией Се, свидетельствующей о значительном влиянии морской воды на их образование.

Линия 5 на рисунке отражает систематику P3Э+У в железомарганцевых корках с возвышенностей Беляевского и Медведева в Японском море [5] – небольших вулканических построек, сложенных среднемиоцен-плейстоценовыми базальтами. Как видно из рисунка, систематика P3Э+У этих корок, образовавшихся в результате комплексного влияния гидротермально-осадочного и гидрогенного процессов, практически полностью совпадает с таковой у изученных нами руд.

Таким образом, аккрецией железомарганцевых отложений возвышенностей, подобных описанным в [5], можно наиболее просто объяснить генезис и геохимические особенности руд изученных нами месторождений. Однако нашими исследованиями [2] установлено, что накопление железа и марганца в них происходило в условиях активной окраины в результате конседиментационного излияния гидротермальных растворов на разных глубинах и в разных окислительно-восстановительных условиях. Поэтому источник Fe-Mn гидротерм и локализация мест их разгрузки в нашем случае должны располагаться на континентальном склоне в образованиях аккреционной призмы, или в структурах океанического склона желоба. Возможность существования рудогенерирующей гидротермальной деятельности в аккреционной призме и на океаническом склоне в настоящее время дискуссионна, прямые наблюдения отсутствуют. Однако работами Kawada с соавторами [10] показано наличие в зонах субдукции мощного флюидонасыщенного слоя, по которому в область желоба транспортируется большое количество тепла из глубины. Этот флюидонасыщенный слой продолжается в субдуцирующей под аккреционную призму плите, что может обеспечить просачивание глубинного гидротермального флюида в породы аккреционной призмы. Этот же флюидонасыщенный слой имеет значительную мощность и в пределах плиты мористее желоба, обеспечивая появление в ней гидротерм и повышенного теплового потока. Кроме того, на субдуцирующей плите обнаруживаются небольшие вулканические постройки, сложенные молодыми щелочными базальтами («*petit spot*») по [11], склоны которых вполне могут служить местом разгрузки гидротерм.

Таким образом, в качестве геологического механизма образования железомарганцевых месторождений юга Дальнего Востока России мы, в дополнение к возможной аккреции железомарганцевых отложений склонов подводных гор, предлагаем конседиментационное отложение из гидротермальных растворов в областях континентального и океанического склонов субдукционного желоба.

Исходя из предлагаемой модели образования изученных месторождений оценена глубина формирования Fe-Mn минерализации. Для Поперечного она составит порядка 500 м и менее (глубина, соответствующая окислительным условиям формирования Mn-отложений [1, 7, 12]). Магнетитовые руды Кимканского месторождения формировались в более глубинных условиях (5.7 км), а руды Орловского месторождения порядка 4 км, т.е. соответствует компенсационной границе карбонатоотложения.

Образование Кимканского месторождения в ассоциации с углеродистыми сланцами, Орловского – среди кварц-серицитовых и графит-серицитовых сланцев с линзами доломитов и доломитизированных известняков, а Поперечного – среди кальций-магниевого карбонатов согласуется с известными моделями Fe-Mn рудообразования [7, 12].

Полученные данные в совокупности с аккреционной моделью образования района исследований меняют представления о расчленении Хинганской серии и геологическом

строении Уссурийско-Лесозаводского минерагенического района. Результаты исследования являются предпосылкой для совершенствования стратегии поисковых и оценочных работ на железо, марганец и, возможно, на благородные металлы в этих районах, а также существенно увеличивают прогнозную оценку ресурсов полезных ископаемых на юге Дальневосточного региона.

Литература

1. Базилевская Е.С. Исследование железо-марганцевых руд океана. Труды ГИН РАН, вып. 518. М.: Наука. 2007. 189 с.
2. Бердников Н.В. и др. Источники и условия формирования железо-марганцевой минерализации Буреинского и Ханкайского массивов (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология, 2016, т. 35, № 4. с. 28-39.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.; Кн. 2. 981 с.
4. Кулиш Е.А. и др. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. М. Наука, 1981, 208 с.
5. Михайлик П.Е. и др. Вещественный состав и распределение РЗЭ в железомарганцевых корках подводных возвышенностей Беляевского и Медведева (Японское море) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 3–16.
6. Bau M., Koshinsky A. Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide: Evidence from the distribution of rare earth elements and yttrium between Fe oxides and Mn oxides in hydrogenetic ferromanganese crusts // *Geochemical Journal*. 2009. Vol. 43. P. 37–47.
7. Force E.R., Cannon W.F. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins // *Economic Geology*. 1988. Vol. 83. P. 93–117.
8. Goulding H.C. et al. Precipitation of hydrothermal sediments on the active TAG mound: implications for ochre formation // *Modern Ocean Floor Processes and the Geological Record*. Geological Society. 1998. London, Special Publications. Vol. 148. P. 201–216.
9. Hein J. R. et al. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. B08S14.
10. Kawada Y. et al. Hydrothermal heat mining in an incoming oceanic plate due to aquifer thickening: Explaining the high heat flow anomaly observed around the Japan Trench // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. Vol. 15. P. 1580–1599.
11. Hirano N. et al. Volcanism in Response to Plate Flexure // *Science, Reports*. 2006. Vol. 313. P. 1426–1428.
12. Schissel D., Aro P. The Major Early Proterozoic Sedimentary Iron and Manganese Deposits and Their Tectonic Setting // *Economic Geology*. 1992. Vol. 87. P. 1367–1374.

Е.М. Голубева¹, Л.М. Кондратьева², О.С. Полевская²,
А.В. Штарева¹

ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ВОДЫ В КАРСТОВОЙ ПЕЩЕРЕ
ПРОЩАЛЬНАЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

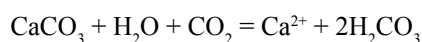
¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

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

Введение

Глобальное изменение климата и антропогенная нагрузка влияют на устойчивость всех экосистем [9], включая пещеры, как автономные подземные системы [11]. Трещиноватость горных пород является основным фактором, который приводит к развитию карста. Общепринято определение, что карст – это процесс растворения трещиноватых растворимых горных пород подземными и поверхностными водами, в результате которого образуются западинные формы рельефа на поверхности Земли и различные полости, каналы и пещеры в глубине [4]. В ходе карстовых процессов растворенные минеральные вещества (карбонаты, сульфаты) через некоторое время выкристаллизуются на сводах и стенах пещер в виде массивных кор или специфичных для каждой пещеры натечных образований (спелеотем). Установлено, что в основании обводненной трещины, в зоне контакта раствора и материнской породы, при участии воды начинаются химические процессы, приводящие к выпадению карбоната кальция. С течением времени в этом месте формируются тонкие полупрозрачные кристаллы кальцита. Элементный состав следующих порций воды зависит от процессов, происходящих в контакте кальцит-раствор [3].

Известняки являются плотной водонепроницаемой породой, циркуляция воды в них может происходить только по трещинам. Похожими свойствами обладают гипсы и другие карстующиеся породы. В изменении химического состава карстовых вод, из которых возникают карбонатные натечные образования пещер, выделяют несколько стадий [6, 7]. На начальном этапе происходит насыщение углекислотой дождевых и талых вод при инфильтрации их через почву (и некарстующиеся породы). Химически активные карстовые воды образуются при смешении поверхностной воды, содержащей кислород и углекислоту, с подземными водами. При миграции этих кислых вод растворяются известняки и доломиты. С течением времени устанавливается равновесие в содержании углекислоты в проточной или капающей с потолка воде и воздухе пещеры. В последнюю литогенетическую стадию при выделении из воды части CO_2 в атмосферу пещеры, уменьшается кислотность и кальцит переходит в осадок. Основное уравнение карстового процесса в известняках, представляющего единство растворения и осаждения карбоната кальция, имеет следующий вид:



Во вторую стадию эволюции карстовых вод происходит растворение известняков и других карбонатных пород и насыщение воды ионами кальция по приведенному выше уравнению. В результате растворения стенок трещин растут карстовые полости.

Известно, что по химическому составу карстовые воды Дальнего Востока относятся преимущественно к гидрокарбонатно-кальциевым, реже - хлоридно-гидрокарбонатно-

кальциевым со средней степенью минерализации [1]. Однако существует предположение, что в пещерах качество разных фракций воды может существенно изменяться в зависимости от глубины их залегания, географического положения и вовлечения подземных вод с биогеохимические процессы, которые могут контролироваться биотическими и климатическими факторами.

Цель работы состояла в определении элементного состава в пробах воды разного генезиса (капельная, стекающая со стен пещеры, из трещин, внутренний водоток), отобранных в ноябре 2015 г. в карстовой пещере Прощальная (Дальний Восток).

Объекты и методы исследования

Пробы воды из карстовой пещеры Прощальная отбирали в ходе экспедиции СЭТК «Оникс ДВГУПС» под руководством В.О. Шадрина. Температура воздуха на разных участках пещеры на момент взятия проб составляла 1–4°C.

Пещера Прощальная относится к ландшафтному памятнику природы краевого значения, находится на юге Хабаровского края в районе имени Лазо (300 км от Хабаровска) в центральной части горной системы Сихотэ-Алинь, в бассейне реки Кафэн. Пещера лабиринтового типа в два этажа, с большим количеством залов, гротов, ходов различных размеров и направлений. Общая протяженность ее ходов около 6 км [2].

Для сравнения химического состава разных проб воды из карстовой пещеры Прощальная были использованы поверхностные воды из водотока расположенного рядом с пещерой, из протоки Пемзенская (у левого берега р. Амур) и подземные воды Тунгусского месторождения.

Анализ общего содержания ионов металлов проводили в лаборатории Хабаровского инновационно-аналитического центра при ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Пробы исследовали методом Total Quant на ICP-MS фирмы Perkin Elmer (США) в соответствии со стандартными методиками.

Результаты и обсуждения

На формирование химического состава карстовых вод в пещере Прощальная значительное влияние оказывают процессы, происходящие в зоне взаимодействия вода–материнская порода. Принимая во внимание различный генезис пещерных вод, было решено сопоставить их качественный состав с железосодержащими подземными водами региона.

Проведенные исследования показали, что содержание основных химических элементов железа, марганца и кальция в природных водах из пещеры Прощальная изменяются в зависимости от места отбора проб воды. Так концентрации этих элементов в воде, отобранной с натечного образования, более чем в два раза превышали их содержание в пробах воды из поверхностного водотока расположенного рядом с пещерой (рис.).

В пробах воды, отобранных с натечного образования и со стен пещеры, максимальные содержания исследуемых металлов обусловлены процессами растворения материнских пород. Повышение содержания кальция в капельной воде связано с процессами растворения кальцийсодержащих пород при формировании натечного образования. Известно, что вода карстового водного горизонта отличается высокой химической активностью по сравнению с грунтовыми водами терригенных водоносных горизонтов [10].

Содержание железа, марганца и кальция в водах из внутреннего водотока в пещере и поверхностной реки было сопоставимым. Можно предположить, что этот водоток

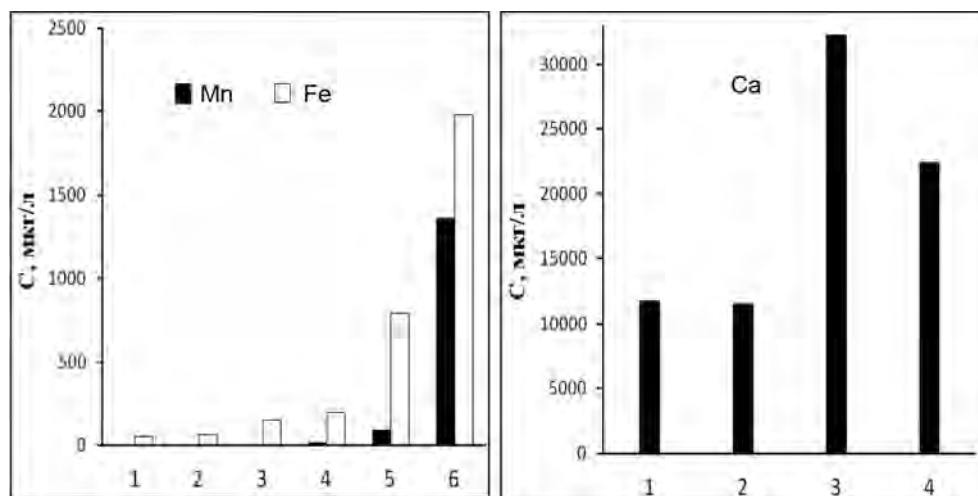


Рисунок. Содержание железа, марганца и кальция в природных водах различного генезиса (ноябрь, 2015 г.): 1 – вода из внутреннего водотока пещеры Прощальная; 2 – вода из поверхностного водотока; 3 – капельная вода; 4 – вода, стекающая со стен; 5 – прот. Пемзенская; 6 – подземные воды Тунгусского месторождения.

формируется на поверхности и протекает через открытые полости, не взаимодействуя с горными породами и трещиноватыми водами.

При сравнении природных поверхностных и подземных железосодержащих вод Приамурья с пробами воды из пещеры Прощальная были отмечены значительные отличия в содержании исследуемых элементов. Разница между максимальными концентрациями железа и марганца в водах, отобранных с натечного образования и подземных водах Тунгусского месторождения, составляла более 100 и 80 раз соответственно.

Известно, что 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 [5]. Повышенное содержание марганца в подземных водах обусловлено его вымыванием из почв и горных пород [8] за счет перехода из нерастворимых форм его содержания в минералах в растворимую подвижную форму (Mn^{2+}). Эти процессы не были характерны для формирования химического состава внутреннего водотока в пещере Прощальная.

Особенно богатый элементный состав был характерен для пробы воды, стекающей по стенам (табл.), в ней отмечены повышенное содержание алюминия, токсичные элементы (ртуть и кадмий). Это может быть обусловлено взаимодействием фильтруемой воды с почвами. Тогда как вода во внутреннем водотоке по химическому составу была довольно чистой. Капельная вода была обогащена цинком, в ней присутствовали хром и кадмий. Максимальные концентрации разных элементов были характерны для проб воды, которые контактировали с натечными образованиями. Вероятно, переход ионов металлов в раствор происходит вследствие активизации биогеохимических процессов, происходящих в контактной зоне вода-порода-спелиотема.

Таблица. Содержание тяжелых металлов и металлоидов (мкг/л) в пробах воды из пещеры Прошальная (ноябрь, 2015 г.)

Элемент	Вода из внутреннего водотока	Вода из поверхностного водотока	Капельная вода	Вода, стекающая со стен
Al	14.43	24.56	48.6	200.92
Ni	0.28	1.54	1.66	2.98
Zn	<0.001	5.52	98.35	39.47
Cd	<0.001	<0.001	0.01	0.04
Cr	4.021	4.85	8.47	7.7
Hg	<0.001	<0.001	<0.001	0.002

Таким образом, исследование трещиновато-карстовых вод пещеры Прошальная показало значительные отличия их химического состава от поверхностных и подземных вод региона. Формирование состава воды из разных мест отбора зависит от физико-химических процессов растворения, природы материнской породы и состава дренируемых почв. Основными факторами формирования элементного состава карстовых вод являются биогеохимические процессы, происходящие в зоне взаимодействия воды с натечными образованиями и способствующие высвобождению ионов металлов в раствор.

Литература

1. Берсенёв Ю.И. Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 172 с.
2. Геологические памятники природы России. Дальневосточный федеральный округ /авт. Горбатовский В.В., Семилеткин С.А. и др. М.: ИП Филимонов М.В., 2013. 192 с.
3. Дублянский В.Н. Занимательная спелеология. Урал ЛТД, 2000. 526 с.
4. Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии: Учеб. для географ. спец. вузов. - М.: Высш.шк., 1991. - 416 с.
5. Кулаков В.В., Кондратьева Л.М., Голубева Е. М. Геологические и биогеохимические условия формирования повышенного содержания железа и марганца в воде р. Амур // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 6. С. 66–76.
6. Максимович Н.Г., Бельтюкова Н.В. Вторичные минералы карбонатных карстовых пещер // Пещеры. Пермь, 1981. Вып.18. С.59–70.
7. Овчинников А.М. Общая гидрогеология. Москва: Госгеолтехиздат, 1955. 384 с.
8. Росликова В.И. Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996. 292 с.
9. Шварцев С.Л. Внутренняя эволюция геологической системы вода-порода // Вестник РАН. 2012. № 3. С. 242–251.
10. Brown A. L., Martin J. B., Sreaton E.J., Ezell J. E., Spellman P., Gulley J. Bank storage in karst aquifers: The impact of temporary intrusion of river water on carbonate dissolution and trace metal mobility// Chemical Geology. 2014. V. 385. P. 56–69.
11. Musgrove M., Banner J.L. Controls on the spatial and temporal variability of vadose dripwater geochemistry: Edwards Aquifer, central Texas // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68, № 5. P. 1007–1020.

М.В. Горошко, Б.Ф. Шевченко, Г.З. Гильманова, М.Ю. Носырев
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ СТАНОВОГО ГЛУБИННОГО
РАЗЛОМА В МЕЖДУРЕЧЬЕ рр. ОКОНОН–КУПУРИ

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

Купуринская площадь находится в зоне сочленения нижнеархейской Алданской гранулит-гнейсовой области с нижне-верхнеархейской Становой гранит-зеленокаменной областью и ограничена координатами $54^{\circ}40' - 56^{\circ}$ с. ш. – $130^{\circ} - 132^{\circ}$ в. д.

В тектоническом плане она охватывает западную часть Удско-Майского блока, восточную часть Купуринского блока Становой гранит-зеленокаменной области и юго-западную часть Альванарского блока Алданской гранулит-гнейсовой области [1, 2].

Изложенная в статье информация базируется на анализе новых геолого-геофизических материалов, цифровых моделей местности по данным космической радарной съемки [4], а также привлечении данных собственных прогнозно-геологических на уран работ масштаба 1:200 000 и 1: 50 000, металлогенического анализа и радиогеохимических свойств горных пород.

Результаты работ

На изучаемую территорию на основании специализированной обработки данных космической радарной съемки (SRTM03) [4] получена карта градиента рельефа земной поверхности, проведен линеаментный анализ и составлена схема основных тектонических нарушений. Установлено различие проявления основных разломных систем площади – Становой, Туксанийской, Утукской в структурном плане линеаментов. Наиболее сложная структура наблюдается для зоны Станового разлома, что свидетельствует о его более длительном тектоническом развитии по сравнению с двумя другими. Выделенная северо-восточная система разрывных нарушений, пересекающих Становой разлом и зону его влияния, контролирует положение известного уранового и золотого оруденения.

Структура аномального магнитного поля и структура квазиполя магнитной восприимчивости подчеркивают делимость исследуемой площади на два основных тектонических блока земной коры – Становой и Алданский. Смена знака аномального магнитного поля свидетельствует о длительном периоде развития области сочленения этих блоков. Известные рудопроявления урана расположены в областях распространения локальных аномалий поля отрицательного знака умеренной интенсивности. На радиогеохимических картах, составленных в производственных организациях, в радиогеохимических полях в зоне влияния Станового разлома по граничному содержанию урана 1.5 г/т и более выделена Ононон-Купуринская радиогеохимическая зона.

Все полученные новые данные о строении исследуемой территории использованы для построения глубинных разрезов и составления схематической геологической карты масштаба 1:1 000 000 междуречья рек Купури–Зея (рис.)

К нижнему архею отнесены разнообразные пироксен-роговообманковые, роговообманково-пироксеновые кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры, гиперстен-биотитовые, биотит-гранатовые, графит-биотитовые гнейсы с прослоями гранат-двупироксеновых, двупироксеновых, биотит-пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов.

Вдоль Станового разлома породы подвержены диафорезу, проходившему в условиях амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, при котором

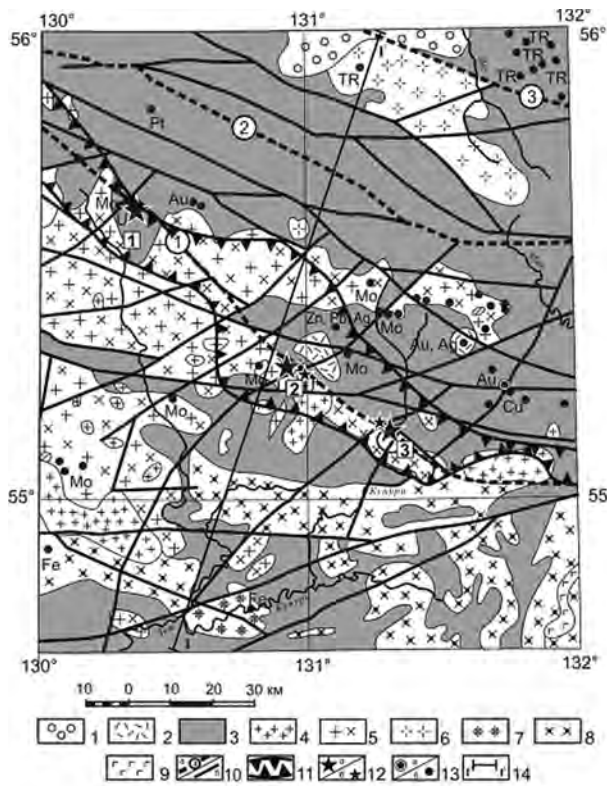


Рисунок. Схематическая геологическая карта междуречья р. р. Купури-Зея.

1–3 – стратифицированные образования: 1 – неоген-четвертичные отложения, 2 – вулканы боннаковского позднемелового эффузивного комплекса: трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, комендиты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, 3 – архейские гнейсы и кристаллические сланцы; 4–8 – интрузивные комплексы: 4 – раннемеловой ираканский интрузивный комплекс: субщелочные лейкограниты, щелочные граниты, диориты, 5 – позднеюрский-раннемеловой тындинско-бакаранский интрузивный комплекс: гранодиориты, кварцевые диориты, диориты; 6 – идомский, позднеархейский интрузивный комплекс: лейкограниты, субщелочные граниты, плагиограниты, гранодиориты; 7 – древнеархейский интрузивный комплекс: субщелочные двуслюдяные граниты, субщелочные гранодиориты; 8 – токсско-алгаминский раннеархейский интрузивный комплекс: субщелочные гранодиориты, субщелочные кварцевые диориты, монзониты; 9 – архейские основные породы: габбро, габбро-нориты, нориты, пироксениты, анортозиты; 10 – известные глубинные разломы: а) I – Становой, II – Туксанский, III – Утукский, б) – прочие; 11 – Оконон-Купуринская радиогеохимическая зона; 12 – мезозойские урановые рудопоявления: а) 1 – Оконон, 2 – Унин, 3 – Пакчи; 13 – прочие рудные проявления: а) месторождение Au «Колчеданный утес», б) прочие рудные проявления; 14 – положение линии глубинного геолого-геофизического профиля.

мическая зона; 12 – мезозойские урановые рудопоявления: а) 1 – Оконон, 2 – Унин, 3 – Пакчи; 13 – прочие рудные проявления: а) месторождение Au «Колчеданный утес», б) прочие рудные проявления; 14 – положение линии глубинного геолого-геофизического профиля.

по пироксеновым кристаллическим сланцам и гнейсам основного состава образовались различные биотит-роговообманковые, эпидот-биотит роговообманковые и другие кристаллические сланцы и гнейсы.

Верхнеархейские метаморфические образования сложены биотит-роговообманковыми, реже роговообманково-биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями и пачками гранат-биотитовых, биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, мраморов, кальцифиров и амфиболитов.

В междуречье Джагарма-Унин встречается много прослоев и линз минерализованных мраморов и ассоциирующих с ними скарноидоподобных цоизит-диопсидовых, гранат-роговообманковых кристаллических сланцев мощностью 3–5 м [3].

Для всех архейских пород площади характерны надкларковые содержания хрома, молибдена и скандия. Основные гнейсы и кристаллические сланцы нижнего архея, кроме того, обогащены кобальтом.

Нижним мелом датируется толща трахиандезитов, трахидацитов, дацитов, трахириолитов и их туфов и туфобрекчий, распространенная в верхнем течении бассейна р.р. Пакчи и Джагармы. В кислых разностях эффузивов калий преобладает над натрием.

Они характеризуются высокими содержаниями урана и пониженным торий-урановым отношением

Интрузивные породы позднего мезозоя представлены гранитоидами тындинско-бакаранского и ираканского интрузивных комплексов.

Породы тындинско-бакаранского комплекса отличаются наиболее высокими содержаниями в них кобальта, ванадия, молибдена, цинка, олова и скандия. Для первой фазы ираканского интрузивного комплекса характерны повышенные содержания меди и бария и наиболее низкие содержания урана, тория, бериллия и скандия.

Вторая фаза ираканского интрузивного комплекса (талгыгский комплекс) отличается высокими содержаниями урана, тория, свинца и бериллия при низких содержаниях кобальта, титана, ванадия, меди, цинка и бария.

Металлогения. На Купуринской площади выявлены рудные проявления архейской, раннепротерозойской и позднемезозойской металлогенических эпох. В пегматитах и аляскитах древнестанового комплекса выявлена редкоземельная минерализация, связанная с акцессорными минералами: монацитом, цирконом, рутилом и ильменитом. Содержание редких земель до 0,29%. К палеозою отнесены урановые проявления в кварц-полевошпатовых метасоматитах и альбититах.

В связи с мезозойской металлогенической эпохой выявлены рудопроявления и месторождения полиметаллов, молибдена и золота (месторождение «Колчеданный утес»).

Урановые проявления мезозойского возраста контролируются зоной Станового глубинного разлома. Они выявлены на значительном интервале этого разлома от р. Оконон на севере до р. Купури на юге на расстояние около 100 км и характеризуются близкими условиями локализации руд, типами гидротермально-метасоматических изменений и элементов-спутников уранового оруденения.

Благоприятное положение Купуринской площади в зоне сочленения по Становому глубинному разлому двух крупнейших структур Алдано-Станового щита: Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей, интенсивное развитие многоэтапного мезозойского магматизма, завершившегося внедрением специализированных на уран позднемезозойских лейкократовых гранитов ираканского комплекса, проявление урановой минерализации на значительном (около 100 км) отрезке Станового разлома и другие благоприятные признаки позволяют рассматривать Оконон-Купуринскую радиогеохимическую зону как потенциальную ураноносную.

Литература

1. Геологическая карта России и сопредельных государств (в границах бывшего СССР). Масштаб 1:5 000 000. Главный редактор Р. И. Соколов. Санкт-Петербург, 1992. Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ.
2. Карсаков Л. П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000. Серия Становая. Лист N-52-XII. М.: Мингео СССР, 1980. 98с.
3. Сержников А. Н., Волкова Ю. Р., Яшнов А. Л., Носырев М. Ю., Амантов В. А., Карпеченкова Н. Ю., Струкова Г. Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение) Лист N-52 (Зея). Объяснительная записка. С-Петербург, 2005. 282с.
4. Gilmanova G, Z., Rybas O. V., Goroshko V.V. Specialized radar processing for the location of large geologic targets // Geology and resources. Vol.24, № 3. P. 283–286. China.

В.Г. Гурович

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ПОРОД НИЖНЕАМУРСКОГО ПОЗДНЕМЕЛОВОГО–ПАЛЕОЦЕНОВОГО
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
БЕЛАЯ ГОРА И БУХТЯНСКОЕ)**

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

Нижне-Амурский поздне меловой-палеоценовый металлогенический пояс эпипермальных золото-серебряных, эпипермальных кварц-алунитовых, а также месторождений молибдена, меди, олова, вольфрама пространственно и генетически связан с северным флангом Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса. Формирование пояса было длительным – от позднего мела до олигоцена. Эпипермальные золото-серебряные месторождения как Белая Гора и Бухтянское, связаны с эоценовым и олигоценовым вулканизмом и принадлежат Николаевской металлогенической зоне [1, 4]. Она характеризуется слабой дифференцированностью земной коры, отразившейся на особенностях магматизма и рудоносности. При этом зона, в отличие от прилегающих районов, наложена непосредственно на триас-юрское океаническое основание [4]. На территории Николаевской металлогенической зоны в 1960 годы были развернуты крупномасштабные геологические съемки, поисковые и разведочные работы с отбором образцов на определение их физических свойств (Бойко И.П., Тертерян А.Т., Поликанов В.Г., Хохлов Э.П., Долбинов А.С. и др.). Изучено и систематизировано по площади Бухтянского и месторождения Белая гора около 3 тыс. образцов, результаты сведены (табл. 1, 2). В дальнейшем изложении при описании физических свойств пород, их привязке используется литологостратиграфическое расчленение, представленное геологической картой Хабаровского края масштаба 1 : 1 000 000, где учтены результаты работ последних десятилетий [2].

В разрезе рассматриваемых площадей месторождений выделяются следующие комплексы: поздний мел – татаркинский (дациролитовый) – K_2tt ; сусанинский (андезитовый) – K_2ss присутствует только на Бухтянской площади; эоцен-миоценовый вулканический комплекс: пихтачский (дацитовый) – Pph – на Бухтянской площади; сизиманский (базальтовый) – $P_{2-3}sz$; колчанский (трахидацитовый) – P_3kl – на площади месторождения Белая гора; кизинский (базальтовый) – N_kz [2].

Эффузивные образования татаркинского комплекса представлены дацитами, трахидацитами, риолитами, риодацитами, их туфами, игнимбритами. На Бухтянской площади породы имеют широкое распространение; средняя плотность их по свите – 2.43 кг/м^3 , а магнитная восприимчивость – $4.43 \times 10^{-3} \text{ ед. СИ}$ [3]. На площади месторождения Белая Гора эффузивные образования татаркинской свиты имеют ограниченное распространение, по значениям плотности и магнитной восприимчивости близки аналогичным породам Бухтянской площади и составляют соответственно $\sigma - 2.45 \text{ кг/м}^3$, а $\alpha - 2.46 \cdot 10^{-3} \text{ ед. СИ}$. Многие исследователи отмечают, что характерной особенностью пород этого комплекса является исключительная выдержанность по простиранию и постоянство состава, что находит отражение в их физических свойствах.

В эоцен-миоценовое время в пределах Нижне-Амурской вулканической зоны площадной вулканизм сменяется развитием очаговых структур с мощным излиянием контрастных по составу пород. В эту эпоху формируются базальтоиды, покровы которых

Таблица 1

Возраст, свита, толща	Порода	Кол-во обр			Плотность, $\sigma \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$			Магнитная восприимчивость, $\alpha \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$			Кол-во обр			Плотность, $\sigma \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$			Магнитная восприимчивость, $\alpha \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}$					
		min	max	среднее	min	max	среднее	min	max	среднее	min	max	среднее	min	max	среднее	min	max	среднее			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	Месторождение Белая Гора						
Многочлен	Базальты, трахибазальты, андезиты, базальты, их туфы базальты, андезиты, базальты долериты	132	2.52	2.57	2.55	1.5	12.0	10.8	153	1.92	2.79	2.41	0	13.56	7.11	Месторождение Бухтынокское						
			2.59	2.67	2.63	1.8	13.44	12.06		6	2.58	2.55	2.65	5.51	13.87	10.14	Месторождение Белая Гора					
Олигоцен	Колчанский комплекс трахидацитов: колчанская свита Φ_{kl}	49							10	1.84	2.46	2.22	0.46	13.02	2.65	Месторождение Белая Гора						
										5							2.18	2.29	1.76	4.40	Месторождение Белая Гора	

Таблица 1 (окончание)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
нэпопиго-нэпос	Сизиманский комплекс базальтовых: сизиманская толща P ₂₋₃ SZ Субвулканические тела	Базальты, андезиты, их туфы базальты	10	2.50	2.72	2.58	1.51	15.46	10.04	304	1.84	2.79	2.43	0.25	18.4	7.5
нэпос	Пихтачский комплекс дацитовый: пихтачская толща P ₂ rh Субвулканические тела, экструзии	Дациты, трахидациты, риолиты, риодациты, туфы, игнимбриты дациты трахидациты эксплозивные брекции	2.14	2.12	2.48	2.36	0.06	22.6	4.65							
	Татаркинский комплекс дацириолитовый: татаринская свита K ₂ tt	Дациты, трахидациты, риолиты, риодациты, их туфы, игнимбриты	689	2.25	2.68	2.43	0.9	16.7	4.43	34	2.30	2.56	2.45	0.03	11.7	2.46

Таблица 2

Название пород	Месторождение Белая гора		Месторождение Бухтянское	
	$\sigma \cdot 10^3$ кг/м ³	$\alpha \cdot 10^{-3}$ ед. СИ	$\sigma \cdot 10^3$ кг/м ³	$\alpha \cdot 10^{-3}$ ед. СИ
Профилизованные трахидациты	2.26	0.5	2.29	2.3
Профилизы	2.15	0	-	-
Вторичные кварциты	2.25	0	2.39	0.19
Окварцованные породы	2.43	0	-	-
Кварцевые брекции	2.12	0	-	-

тяготеют к восточной окраинной части зоны. По продолжительности формирования и составу изверженных пород различаются четыре эффузивно-экструзивных комплекса: пихтачский (дацитовый) P_2ph , сизиманский (базальтовый) – $P_{2,3}sz$, колчанский (трахидацитовый) – P_3kl и кизинский (базальтовый) – N_1kz [1]. В прежних работах пихтачский комплекс картировался как колчанский, а сизиманский как кузнецовский в пределах исследуемых площадей. Эффузивные образования сизиманского комплекса – $P_{2,3}sz$ представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, их туфами. Средняя плотность пород по комплексу на Бухтянской площади – 2.53 кг/м^3 , магнитная восприимчивость – $10.4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [3]. Эти образования, занимающие около 50% площади месторождения Белая Гора, имеют значения значительно ниже: $\sigma - 2.43 \text{ кг/м}^3$, а $\varkappa - 7.5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Экструзия андезитобазальтов на площади имеют высокую плотность – 2.69 кг/м^3 , $\varkappa - 9.04 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ на фоне с покровными андезибазальтами.

Базальтоиды кизинского (базальтового) комплекса – N_1kz наблюдаются на исследуемых площадях месторождений, где в разрезе покровов – базальты, трахибазальты, долериты, андезитобазальты, их туфы. В районе месторождения Белая Гора породы комплекса имеют более низкие значения: $\sigma - 2.41 \text{ кг/м}^3$ и $\varkappa - 7.11 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ в сравнении с породами этого же комплекса Бухтянской площади, имеющими $\sigma - 2.55 \text{ кг/м}^3$ и $\varkappa - 10.8 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. На площади месторождения Белая Гора встречаются экструзии андезибазальтов, базальтов, долеритов, с более высокими плотностями от 2.55 до 2.65 кг/м^3 и магнитной восприимчивостью от 4.46 до $10.14 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.

В базальтоидах сизиманского и кизинского комплексов прослеживается близость их не только основных петрологических характеристик, но и петрофизических – близкие значения σ и \varkappa [3,5].

Кислые вулканы тесно ассоциируют с базальтоидами сизиманского и кизинского комплексов и размещены в средней и северо-западной частях Николаевской металлогенической зоны. В пределах Бухтянской вулканоструктуры, расположенной на правом берегу приустьевой части Амура, излияния дацитов, трахидацитов, игнимбритов, риодацитов, риолитов представляют пихтачский (дацитовый) комплекс: пихтачская толща P_2ph ранее относилась к колчанской свите [2]. Активная вулканическая деятельность здесь продолжалась в течение эоцена, олигоцена и миоцена. Средняя плотность толщи составляет 2.36 кг/м^3 , а магнитная восприимчивость – $4.65 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Физические свойства пород комплекса представлены в таблице 1. В пределах собственно Бухтянского рудного поля обращает на себя внимание преимущественно экструзивная форма проявления вулканизма. Экструзивные породы обладают высокими магнитными характеристиками от $6.22 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ для трахидацитов до $18.34 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ для эксплозивных брекчий. В северо-западной части Николаевской зоны находится месторождение Белая Гора, приуроченное к олигоценовому палеовулкану, сложенному субщелочными породами, с сохранившимся некком. На востоке некк сопряжен с синхронным ему лавовым покровом. Остатки покровов имеются и в других частях по территории некка и на некотором удалении. В основании палеовулкана залегают андезибазальты сизиманского комплекса. Покровные эффузивы представлены колчанским комплексом (трахидацитовым) – колчанской свитой – P_3kl [1]. Средняя плотность свиты – 2.22 кг/м^3 , а магнитная восприимчивость $2.65 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Трахидациты имеют $\sigma - 2.18 \text{ кг/м}^3$, $\varkappa - 1.57 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, в то время как эти породы пихтачского комплекса имеют $\sigma - 2.35 \text{ кг/м}^3$, а $\varkappa - 4.38 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Субвулканические породы и экструзивные колчанского комплекса имеют также значения ниже, чем пихтачский комплекс. Породы палеовулкана, также рудного поля (8 км^2) подверглись

повсеместному гидротермальному метасоматозу с образованием пропилитов. В таблице 2 приводятся физические свойства некоторых метасоматитов месторождений Белая Гора и Бухтянское. Измененные породы относятся к пропилитовой рудной формации. Эти породы, как правило, имеют низкие плотностные характеристики, а также очень слабые магнитные свойства.

Результаты систематизации петрофизических данных, их сравнительный анализ по месторождениям Белая Гора и Бухтянское подтверждают, что в Николаевской металлогенической зоне по продолжительности формирования и составу эоцен-миоценовые образования представляют четыре эффузивно-экструзивных комплекса: кизинский (базальтовый), колчанский (трахидацитовый), сизиманский (базальтовый) и пихтачский (дацитовый).

Эффузивно-экструзивные образования эоцен-миоценового комплекса на площади месторождения Белая Гора имеют низкие значения плотности и магнитной восприимчивости, чем те же образования на Бухтянской площади. Особенно такими показателями выделяются кислые вулканы колчанского и пихтачского комплексов. По-видимому, рассматриваемый вулканизм для этих месторождений протекал по-разному в связи с различной степенью дифференцированности и глубинности магматических очагов и тектонических обстановок.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / под редакцией А.И. Ханчука / Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн.2. С. 841–842.
2. Геологическая карта Хабаровского края масштаба 1: 1 000 000 (редакторы А.Ф. Васькин, Г.В. Рогов). Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология». 2004.
3. Гурович В.Г., Романовский Н.П. Физические свойства пород Бухтянского золоторудного района / Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции, 17–20 сентября 2013, г. Хабаровск / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 137–139.
4. Металлогения дальнего Востока России / Сухов В.И., Лошак Н.П., и др. Хабаровск. 2000. 217 с.
5. Эоцен-миоценовый вулканический комплекс Нижнего Приамурья. Путеводитель Бухтянской экскурсии VIII Всесоюзного палеовулканического симпозиума / В.И. Сухов. Хабаровск, 1989.

В.В. Ершов

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОДУКТОВ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА
КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА**

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

Грязевой вулканизм – это интересное и слабо изученное природное явление, представляющее собой разгрузку подземных флюидов в разломных зонах земной коры. Помимо фундаментальной научной составляющей изучение грязевого вулканизма имеет и практическое значение, поскольку это опасное природное явление, которое необходимо учитывать при строительстве и эксплуатации инженерных объектов. На территории России известны несколько областей развития грязевого вулканизма – остров Сахалин, Керченский и Таманский полуострова. За последние 10 лет выполнен большой объем комплексных исследований грязевых вулканов острова Сахалин, по итогам которых получен ряд интересных результатов [4-6, 10]. В настоящее время Южно-Сахалинский грязевой вулкан является, без преувеличения, одним из наиболее изученных грязевых вулканов мира. Грязевые вулканы Керченского полуострова изучены в гораздо меньшей степени, в связи с чем в сентябре 2014 г. нами были проведены полевые работы с отбором проб сопочных вод и брекчии на 9 из 22 известных [12] вулканах – Чонгелекском, Бурашском, Больше-Тарханском, Мало-Тарханском, Булганакском, Еникальском, Андреевском, Джарджаве или Восходовском, Никитском или Солдатско-Слободском. Целью нашей работы является исследование геохимических характеристик продуктов деятельности активных грязевых вулканов Керченского полуострова, что позволило бы судить об условиях и глубине генерации грязевулканического вещества.

Для сопочных вод методом лазерной спектроскопии сделаны определения изотопного состава, методами ионной хроматографии и титриметрии – определения концентрации основных анионов и катионов, масс-спектральным и атомно-эмиссионным методами – определения концентрации микроэлементов. Для сопочной брекчии масс-спектральным и атомно-эмиссионным методами выполнен анализ элементного состава, методом термokatалитического окисления с последующим ИК-детектированием – определения содержания общего, органического и неорганического углерода.

По итогам химико-аналитических работ установлено, что воды опробованных грязевых вулканов хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, богатые бором (до 546 мг/л), минерализация составляет от 13.2 до 17.6 г/л. Полученные нами гидрохимические данные довольно сильно отличаются от результатов исследований наших предшественников [7] – как по минерализации, так и по концентрации отдельных компонентов. В частности, не подтверждается высокое содержание (до 2.8 г/л) сульфат-иона. Термодинамические расчеты показывают, что воды перенасыщены по отношению к некоторым карбонатным минералам – в 10–40 раз по кальциту, в 25–50 раз по доломиту, в 3–20 раз по стронцианиту. Это свидетельствует о возможности хемогенного осаждения карбонатов из сопочных вод.

Сопочные воды обогащены дейтерием и кислородом-18 – фигуративные точки на соответствующей диаграмме лежат далеко справа от линии метеорных вод Крейга. Отметим, что воды относительно близко расположенных грязевых вулканов Таманского полуострова в среднем характеризуются более легким изотопным составом [9]. Это мож-

но объяснить большей глубиной заложения грязевулканических очагов на Керченском полуострове. Возможно также, что воды керченских вулканов происходят из карбонатных коллекторов. К такому выводу приходят в работе [2], где указано, что высокое содержание кислорода-18 некоторых таманских вулканов (Семигорский, Гладковский, Шуго, Карабетовский) является результатом изотопного обмена с осадочными карбонатами при температуре около 150 °С. По гидрохимическим геотермометрам сделаны оценки температуры формирования сопочных вод. Согласно работе [8] наиболее подходящим для вод грязевых вулканов является Mg-Li-геотермометр [14], а Na-Li-геотермометр [14] можно использовать в качестве дублирующего. По Mg-Li геотермометру значения температуры находятся в диапазоне от 70 до 110 °С. При этом надо учитывать, что при медленном подъеме с глубины водных растворов геотермометры занижают оценки температуры [1]. Использование Na-K-геотермометра [13] приводит к более низким, а Na-Li-геотермометра – к более высоким оценкам температуры формирования сопочных вод: 15–85 °С и 70–130 °С соответственно. Эти расхождения могут быть связаны с различной скоростью достижения равновесных концентраций для разных геотермометров, к чему весьма чувствительны медленно разгружающиеся подземные воды.

Сопочная брекчия по гранулометрическому составу представлена в основном алевритовыми и пелитовыми частицами. Содержание органического углерода в сопочной брекчии составляет от 0.34 до 1.79 масс. %, т.е. в основном выше среднего значение (0.67 масс. %) для глин различных фациальных зон [11]. Это подтверждает распространенную точку зрения, что корни грязевых вулканов залегают в майкопских отложениях – регионального комплекса олигоцен-нижнемиоценового возраста мощностью до 3 км, нижняя часть которого обладает хорошими нефтегазоматеринскими свойствами [12].

Нормирование валового элементного состава брекчии на кларки элементов в осадочном слое континентальной коры [3] показывает, что брекчия обогащена Li и Se. В некоторых пробах встречаются повышенные содержания As, Hg, Pb и Bi. Вероятно, это объясняется сорбцией этих элементов на глинистом материале. Пониженные содержания наблюдаются для Mg, Y, Zr, Ag, Cd, Tl. Отдельно следует обратить внимание на очень низкое содержание Са в брекчии. Этот элемент практически полностью находится в брекчии в виде карбонатных минералов – коэффициент корреляции с содержанием неорганического углерода в брекчии составляет 0.98. Можно предположить, что низкое содержание Са в брекчии обусловлено деплетированием Са в материнском грязевулканическом веществе. Однако какие-либо представительные данные об элементном составе майкопских глин отсутствуют и проверить это предположение не представляется возможным. Более правдоподобно, что низкое содержание Са обусловлено интенсивным растворением Са-содержащих минералов в грязевулканических очагах и дальнейшим выносом этого элемента на поверхность. Накопление же карбонатов в брекчии обусловлено отложением вторичных минералов при декомпрессии в процессе подъема подземных флюидов к поверхности.

Результаты проведенных исследований могут быть использованы для разработки системы геохимических индикаторов, маркирующих эруптивные выходы грязевых вулканов. Это необходимо, в частности, для тех случаев, когда грязевые вулканы плохо выражены в рельефе или вообще недоступны для визуального наблюдения (например, на дне морских акваторий).

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-01768).

Литература

1. Алексеев В.А. Кинетика и механизмы реакций полевых шпатов с водными растворами. М.: ГЕОС, 2002. 256 с.
2. Буякайте М.И., Лаврушин В.Ю., Покровский Б.Г. и др. Изотопные системы стронция и кислорода в водах грязевых вулканов Таманского полуострова // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 1. С. 52–59.
3. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 383 с.
4. Ершов В.В. Характерные особенности химического состава вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами», Владивосток, 06–11 сентября 2015 г. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 257–260.
5. Ершов В.В., Олесик С.М. Элементный состав сопочной брекчии из грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2013. Отдельный выпуск № 3. Нефть и газ. С. 71–84.
6. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // ДАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 256–261.
7. Куришко В.А., Месяц И.А., Тердовидов А.С. Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова // Геологический журнал. 1968. Т. 28. № 1. С. 49–59.
8. Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е. и др. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 1. С. 3–29.
9. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 143–158.
10. Мельников О.А., Ершов В.В. Грязевой (газоводолитокластитовый) вулканизм острова Сахалин: история, результаты и перспективы исследований // Вестник ДВО РАН. 2010. № 6. С. 87–93.
11. Ронов А.Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью) // Геохимия. 1958. № 5. С. 409–423.
12. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области: атлас. Киев: Наукова думка, 1986. 152 с.
13. Arnorsson S., Gunnlaugsson E., Svavarsson H. The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1983. Vol. 47. P. 567–577.
14. Kharaka Y.K., Mariner R.H. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins // Thermal History of Sedimentary Basins. New York: Springer-Verlag, 1989. P. 99–117.

Е.Г. Иволга, В.Г. Гурович, Ю.Ф. Манилов

**ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
УЛЬИНСКОЙ ВПАДИНЫ В СТРУКТУРАХ ЛИТОСФЕРЫ**

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

Введение. Изученная охотоморская окраина континента охватывает главным образом Ульинскую ВТС Охотско-Чукотского вулканического пояса и прилегающие территории. Согласно [1] она представляет собой сложный структурный узел, где сочленяются Верхояно-Колымская, Монголо-Охотская складчатые области, Джугджуро-Становая орогенно-магматическая система (Становая гранит-зелено-каменная область), на которые наложен Охотско-Чукотский вулканический пояс. В геологическом отношении она достаточно детально изучена геологическими съемками масштаба 1:1000000 – 1:200000 и крупнее. В результате исследований проведено фациальное расчленение вулканических образований разреза, выделена целая серия субвулканических построек, создана подробная карта разрывной тектоники, а также карта глубинного строения. В металлогеническом отношении территория относится к Охотско-Чукотской металлогенической провинции [2, 3, 4, 6], которая простирается в северо-западном направлении более чем на 3600 м, имеет ширину 150–450 км. Граница провинции отвечает границам одноименного вулкано-плутонического комплекса (ОЧВП). Сам пояс разбит на 9 вулканических зон. В пределах рассматриваемой площади выделяются целиком или фрагментарно: Куйдусунская вулканическая зона размещается в области сочленения Охотского массива и Яно-Колымской системы, на площадь заходит своей южной оконечностью; Ульинская вулканическая зона на данной территории размещается полностью; Удская вулканическая зона находится в области сочленения Амуро-Охотской системы и Станового блока, на площадь заходит своей северной оконечностью. Рудоносность провинции определяет мезозойская металлогеническая эпоха, где главной по продуктивности являются раннемеловая золоторудная и позднесенонская золото-серебряная минерализации. В целом металлогеническая специализации провинции определяется как золото-серебро-олово-полиметаллическая.

В качестве главных рудоконтролирующих факторов для провинции выделяются [3, 4, 6]: глубинные и региональные разломы, зоны разуплотнения (гранитизации) литосферы, разнопорядковые интрузивно-купольные и депрессионные структуры, резкие изгибы простираения ОЧВП и сочленений отдельных элементов пояса, наследованное развитие позднемелового оруденения в участках наложения его на районы с предшествующей (раннемеловой) металлогенической стадии.

Ульинская металлогеническая зона охватывает одноименную вулканическую зону (460 × 100 км). Фундаментом зоны служат архейские метаморфиты Охотского массива и частично терригенные формации Южно-Верхоянского прогиба (С-Р, Т-Т). Слагают зону вулканические комплексы раннего и позднего мела, позднего мела и палеогена при ограниченном участии гранитоидных интрузий валанжина – готериева (120 млн лет), апта-альба (114–104 млн лет), а также позднего мела. Основное золото-серебряное оруденение связано с позднесенонской металлогенической стадией, находится в парагенетической связи с интрузиями диорит-монзонит-гранодиоритовой формации и субвулканическими риодацитовыми телами (джугжурский, ульбейский, урацкий комплексы), геохимически специализированными на Au, Cu, Pb, Zn, Bi, As, W. В рассматриваемой

МЗ установлено более 211 проявлений золото-серебряной формации в том числе 3 месторождения, 116 золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации, в том числе 3 месторождения.

Цель настоящих исследований – выделить особенности глубинного контроля указанных рудных объектов путем составления новой глубинной основы по петрофизическим и геофизическим данным.

Методика. Для достижения указанной цели были созданы петроплотностная и петромагнитные карты по оригинальной методике, позволяющие проследить связь оруденения с петрофизическими неоднородностями на площади. Связь оруденения с глубинными особенностями изучалась на основе качественной и количественной интерпретации карт гравитационного и магнитного полей масштаба 1:2 500 000, созданные на основе съемок 1:1 000 000 – 1:200 000; данных профильных исследований ГСЗ. Основным инструментом обработки данных геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для обработки трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического анализа [5]. Функциональное наполнение комплекса «КОСКАД 3D» дало возможность на современном уровне провести спектрально-корреляционный и статистический анализ геолого-геофизических данных, выполнить 2D- и 3D-моделирование. В результате были рассчитаны разрезы и срезы литосферы до глубины 90 км. В результате составлены схемы разрывной тектоники на разных глубинных, рассмотрены плотностные неоднородности на разных уровнях земной коры и литосферной мантии, изучены структурные особенности поверхностей раздела различных уровней и изучена их связь с оруденением.

Основные результаты выполненных работ сводятся к следующему – рисунок.

1. Главным рудоконтролирующими элементами золотого оруденения являются разноуровневые разломы. Настоящими исследованиями удалось выделить сеть мантийно-коровых разломов, которые, исходя из приуроченности к ним субвулканических сооружений, являются магмопродуцирующими, а из приуроченности к ним и рудных объектов и рудопродуцирующими. В первую очередь это Джугджуро-Охотская, Юдомо-Ульинская, Улья-Кетандинская системы разломов, Нетский разлом, а также разломы корового уровня, выделенные по гравитационному и магнитному полям: Тоттинский, Секчинский, Муликанский.

2. Установлено, что известные месторождения золота – Гырбыканское, Хоторчанское, Юрьевское и Чачика размещаются в узлах пересечения Юдомо-Ульинской системы с северо-западными структурами в основном корового уровня.

3. В трансформированном гравитационном поле в пределах Ульинской ВТС выделяются две интрузивно-купольные структуры гранитоидного состава, в разной степени эродированные, меньше – северная и больше – южная. Они контролируют ареалы золоторудной минерализации с высокой долей золото-кварцевых объектов.

4. Подавляющее большинство золоторудных объектов, за исключением Аллах-Юнской зоны и Охотско-Гусинского поднятия, находится в области пород повышенной магнитной восприимчивости, что подтверждает их связь с вулканизмом. В то же время месторождения золото-кварцевой формации Огонек и Лот Аллах-Юнской тектонической области четко контролируются локальным гравитационным минимумом, т. е. предполагаемой гранитоидной интрузией. Рудопроявления золото-кварцевой формации Охотско-Гусинского поднятия в приповерхностной зоне контролируются локальным гравитационным минимумом, который размещается в области региональной глубинной

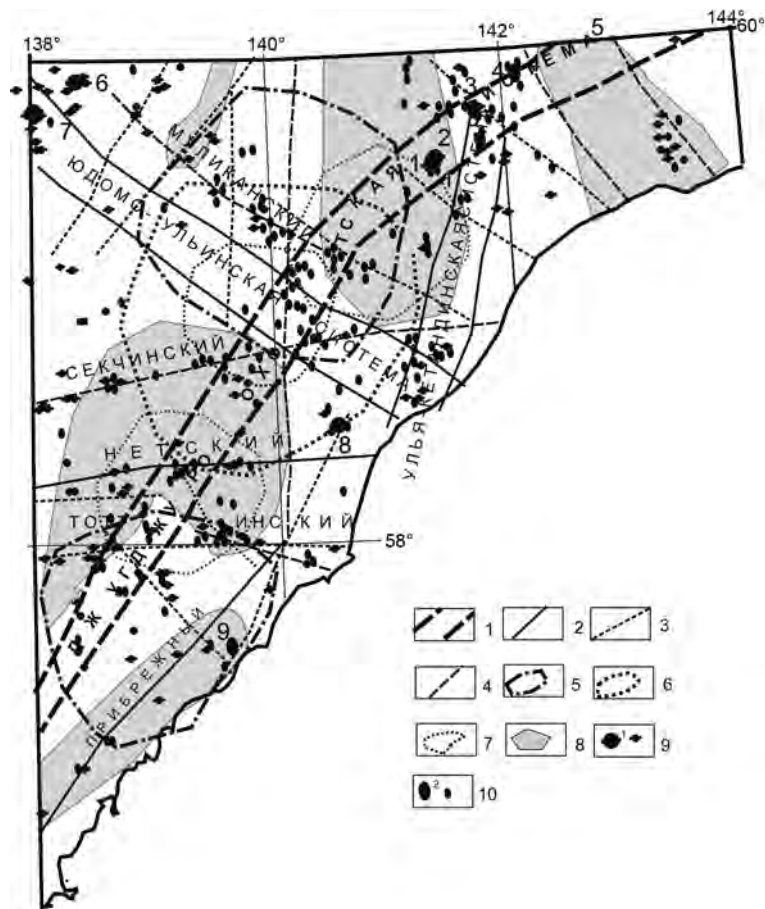


Рисунок. Положение рудных объектов относительно разрывных и магматогенных структур. Основные тектонические разломы территории: 1 – мантийные; магмоконтролирующие; 2 – нижнекоровые; 3 – среднекоровые; 4 – верхнекоровые; 5 – верхнекоровые интрузивно-купольные структуры; 6 – радиально-зональная кольцевая структура, выделенная по трансформациям магнитного поля; 7 – локальные положительные аномалии наблюдаемого магнитного поля; 8 – региональные магнитные аномалии; месторождения и рудопроявления золота: 1 – Гырбыканское; 2 – Хоторчанское; 3 – Юрьевское; 4 – Чачика; 5 – Хаканджинское; 6 – Лот; 7 – Огонек; 8 – Колоклинское; 9 – Тукчинское; 9 – золото-кварцевой формации; 10 – золото-серебряной формации.

магнитной аномалии. Это свидетельствует о том, что локализация рудного процесса происходила в связи со становлением гранитоидной интрузии, однако и сама интрузия и сопровождающее ее золотое оруденение связаны с глубинными магматическими процессами.

1. В трансформированном магнитном поле на пересечении Джугджуро-Охотской и Юдомо-Ульинской разрывных систем выделяется кольцевая аномалия средне-верхнекорового уровня, которая имеет радиально-зональное строение и высокую степень насыщенности золоторудными проявлениями золото-серебряного типа.

2. В наблюдаемом магнитном поле выделяются две положительные кольцевые аномалии на юге и на севере, которые соответствуют субвулканическим структурам. Южная явно имеет рудоконтролирующее значение, в то время как роль северной, для рудообразования, не ясна.

3. На территории выделяется 4 крупных региональных аномалий магнитного поля, вокруг которых концентрируется около 60% рудопроявлений и 4 из 9-ти месторождений золота.

Полученные результаты показывают, что основной магмо- и рудоконтролирующей структурой территории является Джугджуро-Охотская система нарушений. К ней приурочено около половины известных рудных объектов, в том числе 4 из 9-ти месторождений. В ее пределах сосредоточено три крупных рудных узла: на пересечении с Уля-Кетандинской системой, с Юдомо-Ульинской, и с Нетским и Тоттинским разломами. Если в пределах первого узла месторождения уже имеются, то два последних имеют высокие перспективы на их выявление.

Литература

1. Геологическая карта СССР. Лист 0-(53)54 – Охотск. М-б 1: 100 000 (Новая серия). Объяснительная записка (отв.ред. А.Л.Ставцев). Л.: 1986. 127 с.
2. Иволга Е.Г Особенности строения литосферы золоторудных районов юга Дальнего Востока России и северо-восточного Китая // Руды и металлы. №1. 2013 С. 13–24
3. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: из-во ДВИМСа, 2000. 217 с.
4. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России Владивосток: Дальнаука, 1996. 332 с
5. Никитин А.А., А.В. Петров Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114 с.
6. Эйриш Л.В. О факторах генерации золоторудных систем Дальнего Востока // Геология рудных месторождений. 2009. Т.51, №3. С. 250–260.

О.В. Козлова, Г.З. Гильманова

РУДНЫЕ ОБЪЕКТЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА КАК МАТЕРИАЛ ДЛЯ СТАТИСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

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

Расширение ресурсной базы регионов в современных экономических условиях возможно на основе прогнозно-металлогенического анализа с целью локализации площадей поисково-оценочных работ. В основе прогноза лежит районирование территории по геодинамическим типам базовых рудоформирующих комплексов и геохимическим типам металлогенических зон. В состав рудоформирующих комплексов входят месторождения, рудопроявления, точки минерализации, а также другие признаки оруденения (рудные объекты). Юг Дальнего Востока России относится к Сихотэ-Алинской металлогенической провинции [2]. В нашей работе тектонической основой для анализа рудоформирующих комплексов юга Дальнего Востока является монография [1], в которой детально рассмотрена геодинамика Востока России, выделены основные террейны, осадочные геологические комплексы, магматизм, а также описаны металлогения и ведущие рудные месторождения.

Геологическими организациями Дальневосточного региона накоплена база данных по месторождениям и рудопроявлениям полезных ископаемых [3]. Эта база включает 2127 рудных объектов на территории между 42 и 55 градусами с.ш. и 130–140° в.д.

В настоящей работе сделана попытка выявить закономерностей распределения этих объектов. Для этого было сделано следующее:

1) на основании имеющейся базы рудопоявлений [3] на территории юга Дальнего Востока проведена географическая привязка рудных объектов. Слой рудных объектов сопоставлен с картой террейнов [1];

2) проведен статистический анализ данных, выявлены численные закономерности распределения рудных объектов в пределах каждого из террейнов, с целью выявления преобладания того или иного элемента в нем;

3) проведен кластерный анализ расположения рудных месторождений на всей рассматриваемой территории.

Для работы использовались программы Excel, ArcGIS 9.2.

Были выбраны 15 основных типов рудопоявлений (таблица). Если рудопоявление полиметаллическое, для обозначения использовался знак основного элемента, но при статистических расчетах принимались в рассмотрение все элементы полиметаллического рудопоявления.

Таблица. Основные рудные месторождения Хабаровского и Приморского края и их количество

Au	Sn	W	Pb	Fe	Cu	Mo	Hg	Mn	Ag	Ti	U	Sb	Bi	Pt
○	⬡	★	▲	▲	⬡	⬡	⊙	⊙	□	⬡	☆	●	△	■
776	426	212	132	109	94	81	72	60	53	36	27	26	20	3

Сопоставление в программной среде ArcGis слоя рассчитанной плотности рудных объектов и слоя изученности исследуемой территории съемкой 50 000 масштаба показывает, что подавляющее большинство рудных объектов приходится на площади, где такая съемка была проведена. Дальнейшие расчеты мы строили на предположении, что отсутствие скопления рудопроявлений в тех или иных районах означает только то, что при проведении съемки масштаба 200 000 и мельче рудопроявления не были найдены или не было предпосылок для более тщательного их изучения.

Диаграммы на рис. 1(а), полученные статистическим методом группировок отражает неравномерное распределение рудных объектов по типам террейнов.

1 тип: докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны.

2 тип: палеозойские террейны.

3 и 4 тип: юрские террейны (3 – фрагменты аккреционных призм, 4 – приконтинентального трубидитового бассейна).

5 тип: фрагменты докембрийского раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований.

6–9 тип: раннемеловые террейны-фрагменты (6 – фрагменты некомской аккреционной призмы, 7 – приконтинентального синедвигового трубидитового бассейна, 8 – баррем-альбской островодужной системы, 9 – альбской аккреционной призмы).

Максимальное количество месторождений приходится на 3 и 7 типы террейнов. В совокупности на них приходится 50 % рудных объектов всей рассматриваемой территории. Площади террейнов разные рис. 1 (б). На рис. 1 (в) показана плотность рудных объектов по террейнам.

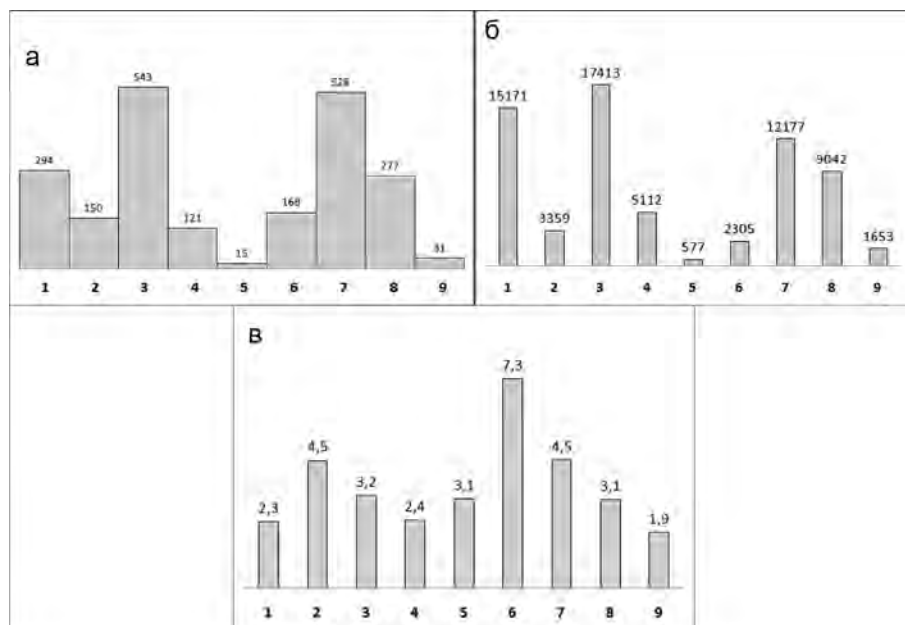


Рис. 1. а – количество рудных месторождений по типам террейнов; б – площадь террейнов (1000 га); в – плотность рудных объектов по типам террейнов (на 100 000 га).

Наименьшее количество рудных объектов выявлено в пределах 9 и 5 типов террейнов и составляет всего 2 %. Формы диаграмм 1 (а) и 1 (б) идентичны – чем больше площадь, тем больше рудных объектов. Но диаграмма 1(в) показывает, что металлогеническая нагрузка не находится в прямой зависимости от площади. Анализ общего количества проявлений рудных элементов показал, что монометаллических проявлений по всем элементам меньше, чем полиметаллических.

Для каждого из 15-ти химических элементов была составлена карта, отражающая его распределение по террейнам и проведен статистический анализ методом группировок по химическим элементам. В результате была получена серия карт и диаграмм, выявляющие некоторые геохимические особенности металлогенической нагрузки каждого из террейнов.

В частности, процессе анализа, было выявлено, что золото (Au) присутствует во всех видах террейнов и является преобладающим элементом за исключением террейнов 2-ого и 6-ого вида, где преобладают, железо (Fe) и олово (Sn) соответственно. Олово (Sn) присутствует в той или иной мере во всех типах террейнов, но максимальное количество его месторождений приходится на 3, 6 и 7 типы. Уран (U) встречается в первом типе террейнов в количестве 26 месторождений, и 1 месторождение урана находится в 7 типе террейнов. Меньше всего рудных месторождений приходится на 5 и 9 террейны.

Был проведен также кластерный анализ данных К-методом, который позволяет выявить в совокупностях данных (в нашем случае это рудные объекты) центры тяжести в их распределениях. Переменными величинами при расчетах являлись тип террейна, долгота, широта.

Центры тяжести кластеров, полученные расчетным путем, показывают наличие четырех кластеров, образованных рудными объектами на рассматриваемой нами территории (рис. 2).

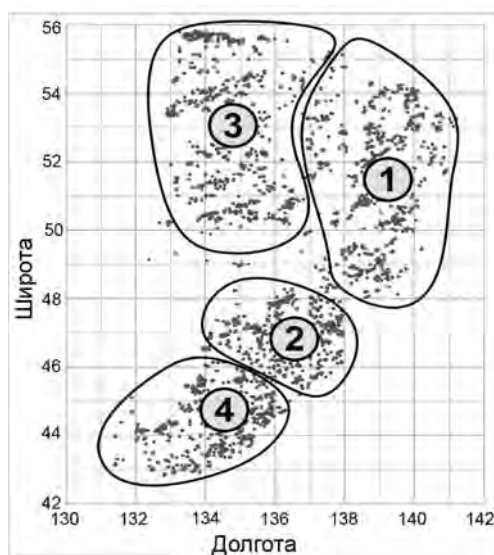


Рис. 2. Кластерный анализ рудных объектов по координатам. Цифрами обозначены центры тяжести.

Как исходные, так и полученные в результате статистического анализа данные собраны в проект ArcGis. В дальнейшем предполагается пополнение базы новыми тематическими слоями с геологической, геохимической и тектонической информацией, что будет представлять интерес для широкого круга специалистов, занимающихся изучением ресурсной базы региона, и возможно позволит выявить новые закономерности.

Литература

1. А.И. Ханчук. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. // Владивосток. Дальнаука, 2006. Т. 1. 162 с.
2. Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Михайлов Б.К., Морозов А.Ф., Петров О.В., Феоктистов В.П., Шатов В.В. Минерагеническая карта России, масштаб: 1:5000000 // Министерство природных ресурсов, ФГУП «ВСЕГЕИ», Федеральное агентство по недропользованию, 2006.
3. <http://www.tfidvfo.ru/> Картоoteca месторождений и проявлений ТПИ (твердых полезных ископаемых) // Министерство природных ресурсов РФ. ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному Федеральному Округу».

М.И. Копылов

**ГЕОДИНАМИКА ЗОЛОТО-МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОРФИРОВОГО ТИПА
ЮГА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА**

Акционерное общество «Дальгеофизика», г.Хабаровск

В настоящее время ведущая роль в металлогении принадлежит месторождениям медно-порфинового семейства, в которых сосредоточена значительная доля мировых запасов меди и молибдена (около 60 % и более 70 % мировой добычи, соответственно), а также значительные запасы золота, серебра, рения и других металлов. Среди них известно наибольшее количество крупных и супергигантских месторождений. Десятки таких объектов сосредоточены в андезитоидных поясах Кордильер и Анд. Среди них крупнейшие в мире чилийские месторождения: Эль Теньенте (94.4 млн. т Cu; 2.24 млн. т Mo), Чукикамата (66.4; 6.84), Рио Бланко–Лос Бронсес (56.7; 0.95), Ла Эскондида (47.1; 0.30), Коллахуази (26.7; 1.24) [2].

Золото-меднопорфиновые месторождения ассоциируют с рудоносными гранитоидными формациями калиево-натриевого (для андезитоидных поясов) и натриевого (для базальтоидных поясов) профиля и входят в состав крупнообъемных РМС. По ряду классификационных признаков (геолого-структурной позиции, составу рудовмещающих пород, рудно-метасоматической зональности, минералого-геохимическим особенностям руд и другим), отражающих обстановки рудообразования, медно-порфиговое семейство может быть разделено на рудно-формационные типы: собственно медно-порфиновый (золото-медно-порфиновый) базальтоидных ВПП; молибден-медно-порфиновый с золотом, медно-молибден-порфиновый и молибден-порфиновый андезитоидных поясов. Золото-медно-порфиновые месторождения в верхней части разреза чаще всего сопровождаются брекчиевыми телами вероятно связанные с воздействием на вмещающую среду газовых составляющих магматических очагов на фронте поднимающихся интрузивных масс. Исходя из этого и рассмотренной выше общей геологической ситуации, можно предполагать связь эруптивных брекчий с периодом внедрения порфириновых штоков, даек и формирование брекчий на более высоких уровнях. Возможно, на облик и состав месторождений существенно роль вносит основания фундамента вулканических поясов, в пределах которых происходит ассимиляция рудной минерализации вплоть до регенерации и ее переотложения в новой структурной обстановке.

Системы тесно соотносятся с нижележащими сложными плутонами (на палеоглубинах от 5 до 15 км), которые являются камерами снабжения систем магмами и флюидами, они образуют штоки или рои даек и ассоциирующее с ними оруденение. Обычно в кровельную зону плутона и выше ее внедряется несколько отдельных штоков, образуя либо кластеры, либо структурно контролируемые линии золото-медно-порфириновых систем [1]. Отдельные РМС существуют до миллиона лет, тогда как группы месторождений всего пояса могут сохранять активность в течение 10 млн лет или более.

Золото-медно-порфириновые системы начинают развиваться с внедрения окисленной магмы (насыщенной серой) и богатых металлами флюидов из куполов нижераположенных родоначальных плутонов. Последовательность изменения оруденения в основном является результатом прогрессивного охлаждения пород и флюидов от 700° до 250°С. При застое высокотемпературная магма, обычно двухфазная представленная сверхсоленными растворами и парами, вызывает калиевое изменение и оруденение на

глубине, а также раннее передовое глинистое изменение при температуре 350°C даёт однофазный низко-умеренносоленый раствор, вызывающий серицит-хлоритовое и серицитовое изменение с ассоциирующим оруденением [1, 2]. Прогрессивное снижение температуры системы вместе с деградацией синхронной оруденению палеоповрхности приводит к характерному наложению (телескопированию) от ранних к поздним типам изменения оруденения. Наложение поздних стадий изменения может вызвать частичное обеднение или полное удаление Cu и Au, что сказывается на концентрациях металлов. Бесспорным контролирующим фактором типов месторождений служит уровень эрозии, на этом основании можно предвидеть, что находится на глубине.

Изучение строения крупномасштабных РМС показало, что собственно молибденово-медные, золото-медные, молибдено-золото-медные штокверковые руды локализованы во внутренних частях таких систем, обычно в эндо-экзоконтактовых зонах рудоносных гранитоидных интрузивов порфирирового сложения. К фланговым зонам РМС нередко приурочены проявления скарновой и жильной полиметаллической и медно-сульфосолевой (с Au и Ag) минерализации, к внешним (периферийным) – эпитермальные золотые и золото-серебряные месторождения.

Вулкано-плутонические пояса на территории Дальневосточного региона по геотектонической позиции и строению во многом сходны с поясами России, Европы, Азии, Северной и Южной Америки, где сосредоточено значительное количество медно-порфирировых и сопряженных с ними золотых месторождений типа: Хаканджинское (Охотско-Чукотский), Белая Гора (Сихотэ-Алинский ВПП), Покровка, Боргуликан (Умлекано-Огоджинский ВПП).

Площадь Боргуликанского рудного поля вытянуто в северо-восточном направлении с параметрами 12 × 4 км. По данным проведенных ФГУП «Дальгеофизика» комплексных геолого-геофизических (СЭП-ВП, магниторазведка, литохимическая съемка, МКП-ВП, детальная гравиразведка, канавы, скважины) были определены контуры рудного поля. В пределах рудного поля (с юго-запада на северо-восток) расположены золото-молибден-медно-порфирировые рудопроявления – Арбинское, Боргуликанское, и золото-медно-порфирировое месторождение Икан. Боргуликанская рудная зона четко выделяется аномалией поляризуемости интенсивностью 1° и более. В плане она представляет собой изометричной формы тело размером 2300 × 1500 м. *Иканская зона* имеет протяженность около 4000 м. В пределах ее выявлено 6 крупных локальных аномалий поляризуемости интенсивностью до 2.5°. Площадь аномального поля интенсивностью более 1° составляет 3.5 кв. км. Так же как и на рудоносных зонах Арбинской и Боргуликанской, аномалиями повышенной поляризуемости (1° и более) здесь картируются интенсивно измененные породы, представленные кварцевыми, кварц-серицит-лимонитовыми, кварцевыми метасоматитами с турмалином и интенсивной вкрапленностью, редко прожилками сульфидной, преимущественно халькопиритовой, минерализации.

Золото находится как в свободном состоянии, так и в сульфидных минералах. Свободное золото обладает разнообразными формами: уплощенной, комковидной, пластинчатой, тонкопластинчатой, слегка удлиненной, кубической. Молибден представлен преимущественно молибденитом и окисленной формой - повеллитом. Практически всеми скважинами на площади 1600 × 400 метров вскрыты руды с содержаниями меди (в основном десятые доли процента), золота (десятые доли грамма), молибдена (тысячные – сотые доли процента), серебра (десятые доли грамма – первые граммы).

Прогнозные ресурсы категории P_1 составили: золото около 140 т, молибдена 31.2 т, медь – 380.4 тыс. т.

Умлекано-Ясенский потенциально серебро-золоторудный узел расположен в междуречье р. р. Зеи и Депа. Площадь узла составляет около 1500 км. Магматические комплексы Умлекано-Огоджинской СМЗ представлены здесь вулканитами: андезитами, андезито-дацитами, их лавовыми брекчиями и туфами талданской свиты, прорванными многочисленными субвулканическими телами андезитовых и диоритовых порфиритов и гранодиоритов. Они представлены линейными рудоносными штокверками и кварцевыми жилами, с повышенными содержаниями золота, меди, молибдена. Ряд объектов относятся к медно-порфировой золотосодержащей формации, в их число включают и наиболее известные проявления: Ясенское, Ельничное, Сивали, Двойное, Олоно и другие.

Общие, авторские прогнозные ресурсы по Отраденской ВТС составляют 150 т золота и 300 т серебра, медь, молибден не привлекались к подсчету.

Рудопроявление Медное расположено в юго-западной части Пони-Мулинского рудно-россыпного узла. В плане рудный узел имеет близкую к овальной форму, вытянутую в северо-западном направлении, согласуясь с общим планом размещения цепочки выходящих на дневную поверхность интрузий представленных: монцонитами, монцодиоритами, кварцевыми монцодиорит-порфиритами, диоритами, кварцевыми биотит-роговообманковыми диоритами, гранодиоритами, гранитами отображающие верхнюю часть крупного (радиус более 30 км) батолита. На площади рудопроявления находится около 10 зон кварц-альбит-серицитовых метасоматитов с прожилками кварца, минерализованные дайки кварцевых диоритовых порфиритов.

Зона Медная по пройденным АО «Дальгеофизика» горным выработкам (канавы 28В интервале 0.0–97.3 м) вскрыта на неполную мощность минерализованная дайка кварцевых диорит-порфиритов. В дайке между 20.2 и 97.3 м оконтурены прожилковый и прожилково-сетчатый интервалы с золото-медным оруденением. Здесь дайка превращена в кварц-калишпат-серицитовые и серицит-кварц-калишпат-альбитовые метасоматиты по кварцевым диоритовым порфиритам с жилами и прожилками кварц-магнетитового состава. По результатам пробирного анализа выделяется рудный интервал мощностью 37.3 м с содержаниями золота 2.17 г/т и меди 1.25 %. Скважиной 4 (глубиной 210.5 м) в интервале 28.0 –207.0 м вскрыты метасоматиты по кварцевым диоритовым порфиритам, серицит-кварц-калишпат-альбитового, биотит-серицит-кварц-калишпатового и кварц-калишпатового составов. В метасоматитах по результатам пробирного анализа керновых проб выделен рудный интервал опробованной мощностью 96.5 м с содержанием золота 3.07 г/т и меди 1.74 %.

Предполагаемая длина центральной части рудного тела 1-1 зоны Медной 600 м при глубине оценки 300 м, коэффициенте достоверности ($K_d = 0.5$), коэффициенте рудоносности ($k_r = 0.7$) и объёмной массе 2.63 т/м³, прогнозные ресурсы категории P_2 составляют: руды – 26013.4 тыс.т; золота – 65554 кг, меди – 395.4 тыс.т.

Структура аномалий поля силы тяжести Пони-Мулинского рудно-россыпного узла близка таковой с Малмыжскими высотами, где локализована Малмыжская золото-медно-порфировая система гранитоидов нижнеамурского интрузивного комплекса.

На юге Комсомольского района выделяются участки Пурил, Элибердан, Хурба, Левая Поха, несущие медно-золотую минерализацию и являющимися перспективными на выявление месторождений медно-порфирового типа.

Другим перспективным на медь объектом в южной части Комсомольского района является Моглойское рудопроявление, в Анаджаканском рудном узле. Здесь выявлены рудопроявления меди, молибдена на участках Зоркий, Моглойский, Высокий пространственно приуроченные к выходам Анаджаканского и Моглойского гранитных массивов.

Наиболее перспективным на выявление золото-медной минерализации является Сандинский район с рудопроявлениями Ночное, Тигриное, Кварцевое. В пределах Нижне-Амурского золоторудного района, выявляется три молибден-медно-платиновых узла Бекчульский, Белогорский, Бичинский. Из рудопроявлений меди, золота наибольшего внимания заслуживают Кентавр и Тырское, где содержание меди соответственно достигает до 0.5 и 0.7%, золото до 0.6 и 1.8 г/т. Рудопроявления могут быть рекомендованы для дальнейших поисков на выявление месторождения медно-порфирирового типа.

В Приморском крае к золото-медно-порфирировому типу относятся 88 рудопроявлений основные из них расположены в Главной (Сухое, Золотое, Янтарное и др.), Центральной (Покатое, Глубинное, Конторское и др.), Прибрежной (Нестеровское и др.) и Нижне-Бикинской (Малахитовое и др.) металлогенических зонах.

Потенциально перспективные в промышленном отношении золото-медно-порфирировые месторождения и проявления на Северо-Востоке РФ образуют разновозрастные металлогенические пояса. Только на металлогенической карте Северо-Востока РФ (1:1500000 масштаба) показано более 110 золото-медно-молибден-порфирировых месторождений и рудопроявлений, имеющих разные перспективы.

Литература

1. Кривцов А.И. Типы районов медно-порфирирового оруденения // Геология рудных месторождений. 1977. № 4. С.45–56.
2. Силлитое Р.Х. Меднопорфирировые системы //Economic Geology. 2010. Vol. 105. С. 3–41.

М.И. Копылов**ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРНЫЙ ШАГ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ***Акционерное общество «Дальгеофизика», г. Хабаровск*

Дальневосточный регион занимает центральную часть Северо-Востока Азии и является областью перехода от континента к океану. Изучаемая территория расположена между двумя плитами – Евразийской и Северо-Китайской, в области сочленения двух суперскладчатых поясов – Центрально-Азиатского и Тихоокеанского. Эта структурная позиция определила тектоническую активность, особенность геодинамического режима изучаемой территории и ее металлогению.

В пространственном распределении рудных структурных единиц (рудных районов, узлов, рудных полей, рудных зон, тел) довольно часто проявляется структурный шаг, выраженный в ритмичном их размещении. Явление структурного шага в размещении рудоносных зон, тел, жил отмечено во многих рудных районах РФ и мира. Эта закономерность, эмпирически установлена в Комсомольском, Хинганском, Ковалеровском оловорудных, Кировском, Болотистом, Делькенском, Неждановском золоторудных районах, на Чешском массиве, рудных районах Мадан (Болгария), Фрайберг (Саксония) и др. Различными исследователями отмечается структурный шаг в расположении рудных зон, тел, жил на золоторудных, редкометалльных, флюоритовых и других месторождений. Принцип структурного шага соблюдается, таким образом, при размещении как отдельных жил, тел, в пределах месторождений, так и рудных полей, т.е. необходимо различать ритмичность высоких (провинции), средних (районы, узлы) и низких (рудные зоны, рудные тела) порядков.

Определенная симметрия (структурный шаг) существует и в заложении крупных региональных тектонических нарушений, кольцевых разломов и расположении рудоносных единиц и является, таким образом, типичным свойством различных геологических структур земной коры и может быть использована для прогноза и поисков рудных объемов.

Рассмотрим это на примере оловорудных, золоторудных районов Дальневосточного региона. Певекский оловорудный узел сложен монотонной песчано-глинистой толщей нижнего мела. Осадочные породы прорваны тремя небольшими монцогранодиоритовыми массивами (Певекским, Пээкенейским, Яндрапаакским), залегающими в виде цепочки субмеридионального простирания. По данным гравиметрии, они являются апикальными выступами единого интрузивного тела.

Месторождения Певекского узла объединяют свыше двухсот промышленных рудных тел, которые группируются в виде жильных структур близширотного направления. Выделяются три структуры вмещающие жилы, имеющие субмеридиональное простирание. Они располагаются в пределах гранитоидного массива и редко проникают во вмещающие породы. В расположении рудных жил и тел на Иульгинском месторождении наблюдается вполне определенная ритмичность. Для крупных основных жил северо-восточного, субмеридионального простирания характерен одинаковый «структурный шаг», который, по данным статистических замеров, составляет 80 м. Для жил северо-западного простирания величина шага не превышает 50 м. На флангах месторождений промежуток между жилами может увеличиваться до двух или трех «структурных шагов». Расстояние между мелкими жилами также закономерно и составляет 15–20 м.

Структурный шаг среднего порядка, представлен рудоносными структурами. Ритмичность проявления структурного шага для рудоносных структур Певекского рудного узла составляет 200–250 м.

Ритмичность структурного типа отчетливо проявлена также на оловорудных месторождениях Кавалеровского района Приморья. Здесь наблюдается следующие характерные черты ритмичности, выраженные в проявлении основных и промежуточных рудоносных структур. Расстояние между основными рудоносными структурами составляет 400–600 м, между промежуточными 200–300 м. Промежуточные рудоносные структуры менее продуктивны по сравнению с основными и имеют меньший эрозионный срез.

По данным проведенного анализа геофизических (ρ_k , h_k , ΔT , Δg) геохимических (Sn, Cu, Pb, Zn и др.) и геологических исследований (развитие полей метасоматитов, рудных зон и тел) в Хинганском районе впервые была выделена система выдержанных тектонически ослабленных зон северо-западного простирания, с которыми пространственно совмещаются все известные месторождения и рудопроявления [1]. Выделенная система эшелонированной трещиноватости зон наиболее уверенно проявляется пониженными сопротивлениями (500–1500 Ом·м, иногда 2000–2500 Ом·м на фоне 3000–5000 Ом·м), часто сопровождаются аномалиями h_k (ВП) и, реже, слабоотрицательными или пониженными (0 ± 50 нТл) магнитными полями. Выделенные рудоносные структуры сопровождаются вторичными ореолами с повышенными содержаниями рудных элементов (Sn, Cu, Pb, Zn, Mo). По приведенной систематике (по протяженности, мощности и интенсивности проявленной минерализации) выделяются основные и промежуточные рудоносные структуры. По экстенсивности их проявлений выделяется центральная часть Хинганского рудного узла с известными месторождениями, рудопроявлениями и южная часть Олонойской ВТС, включая Карадубский рудный узел. Шаг основных тектонически ослабленных структур варьирует от 3 км до 6 км, промежуточных от 0.5 до 1.5 км.

Морфология зон нередко веерообразная, на нижних горизонтах разреза они имеют более узкий (50–100 м) «ствол», который вверх по восстанию из-за гетерогенности физико-механических свойств вулканических пород, как правило, переходит в расширяющуюся серию субпараллельных трещин, часть из них затухает, не достигая дневной поверхности.

Еще более наглядно структурный шаг проявлен в пределах Комсомольского оловорудного района, представляющий собой взаимосвязанную систему вулканотектонических структур, сформированных в стадию активизационного сводообразования. В районе выделяются главнейшие структурные элементы: Амутская мульда, Западная и Восточная грабенсинклинали, Центральное сводовое поднятие. В пределах их выделяется 8 сквозных рудоносных структур: Каменистая, Амутская, Солнечная, Лучистая, Перевальная, Придорожная, Фланговая, Ветвистая, вмещающие 11 месторождений (3 из которых крупные: Фестивальное, Перевальное, Соболиное). Протяженность субмеридиональных рудоносных структур составляет 15–20 км. Структурный шаг между основными рудоносными структурами составляет 2–2.5 км. Промежуточные рудоносные структуры располагаются между основными и выделяются в геофизических, геохимических и метасоматических полях отдельными фрагментами, протяженностью 1–3 км, чаще представленных серией сближенных рудных зон и тел.

Верхнепалеозойская толща Южного Верхоянья, Юдомо-Майского эпикратонного прогиба представляют собой хороший геологический экран для флюидов, магм,

гидротермальных и минерализованных растворов. Благодаря этому экрану над зонами глубинных разломов, надвигов, а возможно и палеорифтовых структур, сформировались продуктивные золоторудные объекты. Морфология месторождений в пределах Аллах-Юньской МЗ определялась особенностями строения зон глубинных разломов и надвигов, которые находят отражение в фундаменте геосинклинального комплекса в виде уступов, дислокаций, зон расщепления и повышенного метаморфизма, «рудоносных» антиклинальных структур с золоторудным и медно-полиметаллическим оруденением различных морфологических типов. В зоне Минорского, Кидериканского, Сунтарского, Бурхалинского и других глубинных разломов находятся основные месторождения и множество рудопроявлений. Рудные месторождения располагаются в пределах второстепенных дислокаций, параллельных осевой линии главного разлома, с шагом 1–2 километра. Северная часть Аллах-Юньской МЗ, представлена Нежданским (месторождения Нежданское, Булар, Восход), центральная Аллах-Юньским (месторождения Юр, Дуэт, Задержинское) южная – Курун-Уряхским (месторождения Тас-Юряхское, Малютка) золоторудными районами. Аллах-Юньская золоторудная провинция пространственно располагается в западной части регионального минимума силы тяжести вытянутого в субмеридиональном направлении на расстояние более 500 километров.

Разрывные нарушения в пределах золоторудного поля месторождения Болотистый по данным проведенных геолого-геофизических исследований АО «Дальгеофизика» представляют в большинстве случаев рудные зоны либо непосредственно связаны с процессами пликтивных дислокаций, либо наследуют направления, заложенные этими дислокациями. Золоторудное месторождение Болотистый расположено в пределах влияния Центрального Сихотэ-Алинского глубинного разлома, поэтому большинство протяжённых разрывов имеют северо-восточное простирание. Не менее широко распространены сопряжённые с ними разрывы северо-западной ориентировки, выраженные преимущественно зонами высокой трещиноватости пород. Выделено несколько морфологических типов разрывов: сбросы, взбросы, сдвиги и надвиги. При этом в каждой из структурно-формационных зон и подзон отчётливо наблюдается преобладание тех или иных типов разрывов.

В пределах месторождения по геолого-геофизическим данным выделяется ряд основных рудоносных зон северо-западного простирания (Геофизическая, Магистральная, Прогнозная, Восточная) протяженностью 1.5–2.0 км. Структурный шаг между основными рудоносными структурами составляет 350–400 м, между промежуточными 150–200 м.

На площади Делькенского золоторудного месторождения развиты разрывы северо-западного и субмеридионального направлений, представляющие собой ветви Лимурчанского разлома. Наиболее крупная серия таких сближенных разрывных нарушений, залеченных многочисленными дайкообразными интрузивными телами и дайками гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, прослеживается через всю площадь с юго-запада на северо-восток. Рудное поле месторождения Делькен включает рудопроявления Буровое и Водораздельное. Рудовмещающими являются зоны дробления и интенсивной трещиноватости пород, параллельные основной оси.

Лимурчанского разлома, и сложенные гидротермально измененными породами. Интенсивно проявленное прожилковое окварцевание является одним из основных критериев выделения рудоносных структур вмещающими золотое оруденение. Они залегают в виде линейно-вытянутых в северо-восточном или субмеридиональном направлении тел мощностью от 3–5 м до 70 м, протяженностью от нескольких десятков до сотен метров.

Структурный шаг между рудоносными зонами составляет 100–70 м, а между рудными телами с промышленными содержаниями золота составляет 20 м.

Кировское золоторудное месторождение пространственно связано с Джалиндинским массивом раннемеловых гранитоидов, прорывающих кристаллический фундамент. Рудное поле расположено на южном фланге массива в субширотной полосе протяженностью более 5 км. В пределах месторождения известно более 300 рудных жил длиной до 600–700 м, мощностью до 1.5 м. Рудные жилы имеют северо-восточное простирание, располагаются параллельно друг другу с шагом 10–20 м. Падение рудных жил крутое (60–90°) и в разные стороны (на СЗ и ЮЗ).

По данным региональных сейсмических материалов ГСЗ, МОВЗ, гравиразведки в пределах юга ДВ выделяются рудно-магматические системы, проявленные как глубинные структуры разуплотнения с развитием множества инверсных границ в пределах рудных районов [2]. О том, что источником золота являются фемические мантийные породы и продукты их фракционирования, свидетельствуют данные многочисленных исследований. Экстракция, мобилизация золота из мантийных магм и вмещающих пород, его транспортировка к дневной поверхности осуществляется глубинными растворами и гранитоидными магмами пестрого состава, зарождающимися в верхней мантии, в зонах глубинных разломов, рифтовых структурах, в зонах субдуцирующих плит [3]. Согласно приведенным данным, для золоторудного комплекса пород характерно превышение натрия над калием, а для оловорудных – калия над натрием [1, 2, 3]. Также в золоторудном комплексе содержание железа общего и закисного выше, чем в породах оловорудного.

Системный характер выявленных тектонических структур указывает на близость времени их формирования и развития за счет влияния единого источника силового воздействия. Такие структуры растяжения образовались без значительных разрывов сплошности. Лишь на участках их сопряжения и пересечения с глубинными разломами могли возникать крупнообъемные разрывы, которые и являлись благоприятной средой для локализации продуктов рудной минерализации.

Литература

1. Копылов М.И., Плотницкий Ю.Е., Родионов С.М., Романовский Н.П. Хингано-Олонойский оловорудный район геолого-геофизические характеристики, рудоносность, проблемы развития сырьевой базы. Владивосток-Хабаровск. ДВО-РАН, 2004. С. 98–196.
2. Копылов М.И. Изучение глубинного строения оловорудных районов юга дальнего востока по геофизическим данным//Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов. Екатеринбург, 2008. С. 47–53.
3. Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М. Закономерности формирования и размещения оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М. Недра, 1972. С. 325–343

Н.Н. Крук¹, В.В. Голозубов², Е.А. Крук¹, С.А. Касаткин²

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ И ИСТОЧНИКИ МЕТАПЕЛИТОВ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ**

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Проблема механизмов роста континентальной коры аккреционных складчатых поясов, соотношения в ее составе ювенильного и рециклированного (древнего) компонента остается одной из наиболее важных для понимания закономерностей эволюции верхних оболочек Земли. Одной из составных ее частей является изучение природы и источников вещества метаморфических комплексов, которые одними исследователями рассматриваются в качестве выступов древнего фундамента складчатых областей, другими – как результат тектонотермального преобразования разнообразных пород коры.

Наряду с изучением метаморфогенных и детритовых цирконов, позволяющих получить информацию о возрасте метаморфических событий и источников сноса, важную роль в изучении метаморфических комплексов играют геохимические и изотопные исследования, результаты которых дают возможность оценить природу источников кластического материала. Наиболее информативными в этом отношении являются породы метапелитового состава.

В данной работе приводятся данные изучения вещественного состава метапелитов двух крупнейших домезозойских метаморфических блоков Южного Приморья: Ханкайского и Сергеевского.

Ханкайский массив (супертеррейн) располагается на юго-западе Приморья и состоит из нескольких террейнов различной природы. Южная его часть представляет собой фрагмент пассивной окраины кратона, а северная – фрагмент раннепалеозойского орогенного пояса. В последнем выделяются Матвеевский и Нахимовский метаморфические террейны, различающиеся по набору пород и условиям их метаморфизма [1, 2]. Наиболее высокометаморфизованные образования Матвеевского террейна объединены в иманскую серию, в составе которой традиционно выделяются ружинская (диопсид-кальцитовые и форстерит-кальцитовые мраморы, биотитовые и биотит-кордиеритовые гнейсы с прослоями амфиболитов и двупироксеновых гнейсов), матвеевская (биотит-силлиманитовые, биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы с прослоями кварцитов и мраморов) и тургеневская (биотит-амфиболовые сланцы, гранат-биотитовые и гранат-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты) свиты. В Нахимовском террейне метаморфические породы объединены в уссурийскую серию, в составе которой выделяются нахимовская (биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с линзами мраморов и амфиболитов) и татьяновская (биотитовые, диопсидовые и мусковит-графитовые кристаллические сланцы) свиты. Прямые геологические взаимоотношения иманской и уссурийской серий неизвестны. Возраст наиболее интенсивного метаморфизма пород соответствует позднему кембрию–раннему ордовику [3].

Биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы ружинской свиты характеризуются широкими вариациями состава (SiO_2 – 54–69 мас. %, Al_2O_3 – 15–20 мас. %, K_2O – 1.4–2.6 мас. %). Для пород типичны повышенные содержания фемических элементов ($\text{FeO}+\text{MgO}$ – 10–16 мас. %). По петрохимическому составу протолиты гнейсов ружинской свиты соответствуют глинистым сланцам и железистым сланцам. Редкоэлементный состав

характеризуется повышенными концентрациями «транзитных» (Sc, Cr, Co, V), высокозарядных (Zr, Hf, Y) элементов и Ba, значительно превышающих содержания этих компонентов в PAAS. Концентрации PЗЭ также вышекларковые (сумма PЗЭ – 160–250 г/т). Модельный Nd возраст – 1.5–1.6 млрд лет [4].

Биотитовые гнейсы матвеевской свиты в большинстве своем – лейкократовые породы. Они характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 (69–72 мас.%) и K_2O (3–5 мас.%), пониженными концентрациями фемических компонентов ($\text{FeO}+\text{MgO}$ – 2.5–4.6 мас.%) и кальция. Петрохимический состав протолитов соответствует аркозам и ваккам. Редкоэлементные характеристики гнейсов близки к PAAS, модельный Nd возраст составляет 1.9 млрд лет [4].

Гнейсы нахимовской свиты характеризуются содержаниями SiO_2 в интервале 58–64 мас.% при концентрациях Al_2O_3 – 16–17.5 мас.%, K_2O – 3–4 мас.%. Для пород характерны умеренные содержания фемических элементов ($\text{FeO}+\text{MgO}$ – 6.2–8.4 мас.%). По петрохимическому составу протолиты гнейсов соответствуют ваккам и глинистым сланцам. Редкоэлементный состав характеризуется вышекларковыми (существенно превышающими таковые в PAAS) концентрациями крупноионных литофильных (Rb – до 210 г/т), высокозарядных (Zr – 230–280 г/т, Hf 6–8 г/т, Y – 30–50 г/т) и редкоземельных (суммарно – 250–280 г/т) элементов, а также Sr и Ba. Несколько более лейкократовый состав имеют биотитовые сланцы татьяновской свиты (по петрохимическим характеристикам их протолиты соответствуют, преимущественно ваккам). По особенностям редкоэлементного состава метапелиты татьяновской свиты близки к образованиям нахимовской. Изотопный состав Nd в породах двух свит также близок (Nd модельный возраст гнейсов нахимовской свиты – 1.7–1.8 млрд лет, сланцев татьяновской – 1.9 млрд лет).

Сергеевский террейн расположен южном Сихотэ-Алине и представляет собой несколько тектонических пластин, экспонированных среди мезозойских осадочных толщ и сложенных метаморфическими породами ордовикского возраста [4]. Наряду с метагабброидами и метавулканическими породами среди отложений террейна выделяются метапелитовые сланцы с биотитом и гранатом. Эти породы характеризуются высокой кремнекислотностью (69–72 мас. % SiO_2) и калиевостью (2.4–4.4 мас. % K_2O), умеренной глиноземистостью (11–15 мас. % Al_2O_3), имеют низкие содержания кальция и фемических компонентов. По петрохимическому составу протолиты сланцев Сергеевского террейна соответствуют ваккам и лититам. Редкоэлементный состав, подобно метапелитам Ханкайского массива, характеризуется нижекларковыми содержаниями крупноионных литофильных элементов ($\text{Rb} < 100$ г/т, $\text{Cs} < 1$ г/т), вышекларковыми концентрациями высокозарядных (Zr – 230–420 г/т, Hf 6–10 г/т, Y – 30–46 г/т) и редкоземельных (суммарно – до 250 г/т) элементов. Модельный Nd возраст метаосадочных пород составляет около 1.5 млрд лет.

Результаты геохимических и изотопных исследований метапелитов Ханкайского и Сергеевского террейна указывают на резкое превалирование в составе их источников вещества зрелой рециклированной коры, что фиксируется по высоким концентрациям крупноионных литофильных элементов. Судя по изотопным данным, геологический возраст этой коры не мог быть древнее раннего протерозоя [4]. В то же время, для пород большинства стратонав фиксируются повышенные концентрации высокозарядных и редкоземельных элементов, значительно превышающие уровень, типичный для пород дифференцированной континентальной коры. В гнейсах ружинской одновременно с повышенными (максимальными среди демезозойских метапелитов Южного Приморья)

концентрациями высоkozарядных и редкоземельных элементов наблюдаются повышенные содержания «транзитных» металлов (Sc, Cr, Co, V). Такое сочетание геохимических характеристик может быть свидетельством значительной роли в источнике кластического материала щелочных пород. Значительной примеси ювенильного корового материала в источнике метапелитов Южного Приморья не зафиксировано.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00515).

Литература

1. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 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. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И.Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
4. Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В. и др. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего Востока России // Докл. РАН. 2014. Т. 455, № 1. С. 62–66.

В.Г. Крюков

**ВОЛЬФРАМ-ЗОЛОТОРУДНЫЙ ТИП В ПОРФИРОВОМ СЕМЕЙСТВЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН г. Хабаровск

Порфиновые месторождения привлекают внимание не только генетическими особенностями, но и, как правило, крупными и уникальными запасами полезных ископаемых. Следует отметить хороший анализ по медно-порфирировым системам, достаточно полную информацию по молибден-порфирировым объектам, довольно сжатые сведения об олово-порфирировых проявлениях и лишь упоминание по вольфрам-порфирировым месторождениям [1, 2, 4]. Цель настоящего исследования заключается в выделении и обосновании вольфрам-золоторудного месторождения в качестве порфирирового объекта на примере Зимовьинского рудного поля, расположенного в пределах Северного Сихотэ-Алиня, в бассейне р. Тумнин, в его верхнем течении.

Месторождение было выявлено М.Г. Золотовым в 1949 году и с тех пор периодически изучается различными организациями. Оно определялось как золото-кварцевое (Г.П. Воларович, 1964, 1966; М.Г. Золотарёв, 1949; Ю.Н. Зыков, 1974; А.Е. Пешков, 1953; Л.П. Спицин, 1954; Д.Н. Таюрский, 1965, 1968; Е.А. Тиньков, 1979), золото-редкометалльное (Э.П. Исох, 1967; Кунаев, 1967; Г.П. Шавро, 1970), кварц-вольфрамитовое (А.М. Ежеля, 1984, 1986, 1999; Н.П. Макеев, 1986), золото-медно-порфирировое (А.С. Якубчук, 1999) месторождение в зависимости от стадии изучения и изучаемой части рудного поля.

В геологическом строении рудного поля принимают участие терригенные отложения нижнемелового (уктурская свита) и ниже-верхнемелового (ларгасинская свита) возрастов. Осадочные образования прорваны массивом, штоками и дайками пород основного, среднего и кислого состава. Э.П. Исохом [3] они были выделены в качестве нижеамурской серии. В петрохимическом отношении эти магматиты относятся к известково-щелочному ряду с существенно натровым уклоном. Необходимо отметить, что в позднемеловом (поздний мел-палеогеновом) комплексе возможно обособление двух ассоциаций: габбро-диоритовой и гранодиорит-субщелочногранитовой. Каждой из них присущ свой дайковый комплекс, метасоматические образования, состав, возраст.

Первая группа пород включает габбро, габбро-диориты, диориты, диоритовые порфириты, микродиориты, кварцевые диориты, автомагматические брекчии диоритов и кварцевых диоритов, Массивы и штоки перечисленных пород сопровождаются дайками микрогаббро, ортоклазовых габбро, диоритовых порфиритов. По времени к этой группе близки скарноиды и пропилиты. Вторая ассоциация интрузивных пород представлена монцодиоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, порфирированными гранитами, а также дайками аляскитов, гранит-порфириров. Особую группу пород представляют различные по генезису брекчии. Своеобразны мелкие тела и жилы брекчий автомагматических, эруптивных, обрушения, следующих за становлением пород второй группы. Формирование позднемеловой ассоциации завершается образованием флюидно-эксплозивных брекчий, с которыми синхронно рудоотложение.

В распределении магматитов существенная роль принадлежит кольцевым и линейным разломам, формирующим Зимовьинскую интрузивно-купольную структуру кольцевой морфологии, слегка вытянутой в субширотном направлении, размерами

около 14x14,8 километров. Пространственно Зимовьянский купол занимает площадь в бассейне левых притоков реки Тумнин, в её среднем течении – реки Агандяк, Зимовье, Багдрус – с восточной стороны и реки Миранго, Нивак, Чистая, Крагачи – с западной стороны. Ориентировка перечисленных рек отражает их центробежный характер, при-сущий куполам. Купол сформирован в результате становления массивов позднемеловых гранитоидов на участке пересечения субширотных и субмеридиональных разломов. Субмеридиональные разрывы подчёркиваются дайковым поясом микрогранитов, диоритовых порфиритов, монцонитоидов и микрогаббро.

В восточной части дайкового пояса, имеющего ширину 3–4 км, располагаются проявления (с севера на юг): Пёстрое, Цокольное, Таймень, ключа Золотоносного. Расстояния между ними соответственно равны 2,2, 1,8 и 0,6 километра. В пределах рассматриваемой территории широко распространены аномалии золота, фиксирующиеся во всех перечисленных реках. В реках Зимовье-1 и Агандяк, дренирующих Зимовьянский купол, установлены россыпи золота, из которых Зимовьянская россыпь, представлявшая промышленный интерес, практически отработана.

Все породы рудного поля в той или иной мере подверглись гидротермальному метаморфизму. По отношению к интрузивным породам выделяются новообразования: доинтрузивные биотититы, пропилиты; сининтрузивные диоритоподобные метасоматиты; постинтрузивные пропилиты, кварц-гидрослюдистые метасоматиты, а также рудовмещающие мусковитовые и сидерофиллитовые грейзены, турмалиниты, кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые гидротермалиты [5].

Рудное поле характеризуется ассиметричной зональностью. Центр его представлен нескрытым слегка вытянутым в субширотном направлении штоком гранитоидов $1,4 \times 1,8$ км, приуроченным к южной границе «ядра». Над ним фиксируется поле кварц-гидрослюдистых с пиритом и марказитом метасоматитов. Ареал их имеет несколько большие размеры в сравнении со штоком: $1,9 \times 3,0$ км и удлинённую в субмеридиональном направлении форму. По периферии «ядра» отмечаются слабо изменённые породы с комплексом новообразованных альбита, хлорита, карбонатов и кварца.

Рудно-метасоматическим образованиям присуще три типа зональности (от центра к периферии): 1) мусковитовые грейзены – сидерофиллитовые грейзены – кварц-серицитовые метасоматиты (березиты) – слабопроявленные кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты (проявление Пестрое); 2) сидерофиллитовые грейзены – турмалиниты – кварц-серицитовые породы (березиты) – кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты (Цокольное); 3) кварц-мусковитовые с топазом грейзены – березиты – кварц-серицитовые с хлоритом метасоматиты (Таймень, Золотоносный). В пределах ареала первого типа локализуются жильные, прожилково-жильные тела и штокверки с вольфрам-золотой и сопутствующей минерализацией висмута и олова. Для ареала второго типа характерна комплексная золотая с вольфрамом, висмутом и серебром минерализация. Рудоносные зоны остальных участков имеют существенно золоторудный профиль минерализации.

Вольфрамовая минерализация фиксируется в жилах и прожилках кварца, в грейзенах, турмалинитах и кварц-серицитовых метасоматитах. Главным рудным минералом является вольфрамит, подчиненную роль играет шеелит, при соотношении 10:1. По данным Н.П. Макеева вольфрамиты представлены железистыми слабо магнитными разновидностями. Содержание $MnWO_4$ в пределах 17–44%. В вольфрамите отмечают-ся примеси (в %): тантал – 0,05; молибден – 0,001; висмут – 0,001–0,1. В некоторых кристаллах вольфрамита и других минералов наблюдаются мелкие, 0,01–0,02 мм, зерна

золота. В руде фиксируются также арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, бурнонит, сфалерит, молибденит, касситерит. В единичных случаях в кварце отмечается вкрапленность аргентита и самородного серебра. Нерудные минералы представлены кварцем, сидерофиллитом (биотитом), мусковитом, полевыми шпатами, серицитом, хлоритом.

Пространственная совмещенность золотой и вольфрамовой минерализации свидетельствует о незначительном временном разрыве в их отложении.

Общая последовательность метасоматических и магматических процессов, с учётом данных других геологов, выглядит следующим образом: 1) биотитизация и пропицитизация; 2) гранодиориты, гранодиорит-порфиры, граниты, порфиоровидные граниты, гранит-порфиры; 3) дайки габбро-диоритов, диоритов, диабазов; 4) диоритоподобные метасоматиты (монцитонитоиды); 5) кварц-гидрослюдистые метасоматиты; 6) брекчии обрушения, взрыво-гидротермальные брекчии; 7) пропициты; 8) флюидолиты; 9) углеродистые метасоматиты, а также грейзены, турмалиниты, кварц-серицитовые (березиты) и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с вольфрамовым и золотым оруденением. Подобный характер развития процесса в пространстве и времени свидетельствует о генетической связи всех его производных магматитов и метасоматитов, включая рудные скопления и о возможности выделения единой вольфрам-золоторудной порфировой формации.

Наиболее характерные признаки порфирового типа оруденения были сформулированы Г. М. Власовым, В. А. Евстрахиным, А. И. Кривцовым для крупнообъёмного оруденения меди, молибдена в сочетании с другими металлами. Сопоставимы с «эталоном» основные геологические особенности Зимовьянского рудного поля. Оно приурочено к участку с нормальной мощностью, 32–34 км, сиалической коры. Интрузивные породы главной фазы представлены гранодиорит-субщелочногранитовой ассоциацией пород гипабиссального облика, калиевой специализации (K/Na до 2,3). Микрогаббро, микродиориты и монцогранодиориты дополнительной фазы, характеризуется субвулканическим обликом и калиево-натровой специализацией ($K/Na=1,1$) магматитов. Рудовмещающие метасоматиты подобны набору гидротермалитов медно-порфировых месторождений (пропициты, березиты, турмалиниты, кварц-серицит-гидрослюдистые образования и другие). Рудные тела проявляются в форме штокверков шириной до 450 м при протяжённости до 2400 метров. Последовательность геологических процессов месторождения Зимовье практически идентична событиям большинства порфировых месторождений.

Месторождений (рудопроявлений) полностью сопоставимых с Зимовьянским рудным полем на юге Дальнего Востока России найти достаточно сложно. Тем не менее, выявляются объекты, близкие по ряду признаков:

- преимущественная приуроченность к черносланцевым комплексам;
- проявленность двух ассоциаций интрузивных пород габбро-диорит-гранодиоритовой и гранодиорит-субщелочногранитовой;
- состав и зональность рудовмещающих метасоматитов, включая углеродистые (последние проявились как в площадном, так и в локальном вариантах);
- концентрической зональности рудно-метасоматических образований;
- ассоциация вольфрама с золотом, оловом, молибденом, редкими металлами, преимущественная роль шеелита или вольфрамита в зависимости от среды;
- наличие разнообразных брекчий, включая флюидолиты;
- значительные масштабы рудометасоматических процессов, нередко завершаю-

щихся формированием крупных рудных объектов.

В эту группу включаются такие месторождения как Благодатное, Богучанское, Восток-2, Гетканчинское, Глухое, Малиновское, Незаметное, Порожистое, Сагурское, Тумнинское, Унгличканское, Учаминское, Харгинское. В ряду этих месторождений обособляются шеелитовые либо вольфрамитовые, с одной стороны, существенно вольфрамовые с золотом объекты (Богучанское, Восток-2, Гетканчинское), с другой – золоторудные с вольфрамом (Буровое, Малиновское, Тумнинское).

Таким образом, выделяется новый для юга Дальнего Востока тип вольфрам-золотого оруденения – порфиновый. Эталоном таких объектов может считаться Зимовьинское рудное поле. Оно объединяет четыре рудопроявления, каждое из которых характеризуется своим профилем рудных минералов. Тем не менее, в рядах рудовмещающих метасоматитов (сидерофиллитовые грейзены – мусковитовые грейзены – турмалиниты – кварц-серицитовые метасоматиты (березиты) – кварц-серицит-хлоритовые гидротермалиты), проявленных на каждом рудопроявлении, отмечается сходство. Это позволяет выделять генетически единую рудоносную систему. Целостность рудного поля подчёркивается единой зональностью площадных и локальных метасоматитов, локализующихся в ядре купола.

В распределении основных рудных компонентов золота и вольфрама намечается определенная закономерность, По периферии «ядра» превалирующую роль играет вольфрамовое оруденение (содержание оксида вольфрама равно 0.8–1.96 %). Ближе к центру, в пределах рудопроявления Цокольного, содержания оксида вольфрама уменьшаются до 0.2–0.4 % при возрастании роли золота практически на порядок. В южной части «ядра», его центре, преобладает золотое оруденение. Отмеченная латеральная зональность в значительной мере обуславливается асимметричным строением «ядра» Зимовьинской интрузивно-купольной структуры.

К Зимовьинскому рудному полю по ряду признаков близки довольно многочисленные вольфрамовые с золотом, золоторудные с вольфрамом и промежуточные между ними месторождения и рудопроявления. Этому типу присущи свои морфогенетические особенности, которые определяют прогнозную оценку месторождения. Объекты располагаются в различных геодинамических обстановках южной части Дальнего Востока России. Часть из них характеризуется высокими перспективами как вольфрамового, так и комплексного оруденения (Гетканчинское, Глухое, Зимовье, Малиновское).

Литература

1. Власов Г.М. Эволюция вулканических поясов и порфировой рудной системы. В сб. Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в вулканических поясах СССР. М.: Недра, 1990. С. 31–40.
2. Евстрахин В.А. Порфировые месторождения: закономерности размещения и образования // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. Мат. Всесоюз. совещания, 3–5 октября 1988 г. Хабаровск. М.: Недра, 1990. С. 209–216.
3. Изох Э.П. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Недра, 1967. 384 с.
4. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
5. Крюков В.Г. Топоминералогия Зимовьинского рудного поля (Северный Сихотэ-Алинь)//Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Вторая Всерос. науч. конф.: сб. докладов. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2012. С. 95–98.

В.Г. Крюков**ДЯППЕ – ПЕРСПЕКТИВНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗОЛОТА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВОМ КОМПЛЕКСЕ ПРИАМУРЬЯ***ФГБУН Институт горного дела, г. Хабаровск*

Месторождение Дяппе располагается в пределах Ульчского административного района Хабаровского края, на левобережье р. Лимури (приток р. Амур). Оно открыто в 1935 году. Начиная с 1935 г и по 1948 г, объект разведывался канавами, штольнями, шурфами глубиной до 70 м с рассечками. Запасы золота в жилах составили 1938 кг. В этот период месторождение периодически эксплуатировалось: в 1935–1938 гг. добывалось золото, а в 1941–1942 гг. сурьма. Работами ООО «Дяппе» в последние годы месторождение переведено в разряд средних по запасам и доказана высокая перспективность рудного поля.

Цель исследования – показать возможность положительной переоценки старых объектов с позиций комплексного геолого-структурного анализа и специализированного изучения масштабов гидротермальной процесса.

Месторождение Дяппе входит в состав Эворон-Удильской металлогенической зоны [2]. Структурно зона выделяется наличием системы горстов и грабенов, субширотной ориентировкой основных разломов и интрузивных тел, достаточно крупных сводово-глыбовых магматогенных сооружений. Ориентировка зоны подчеркивается наличием субширотных линейных тел интрузий мелового возраста, представителем которых является Чаятынский массив (110 кв. км). Протяжённость зоны, судя по распространённости ареала интрузивных пород и метасоматитов, превышает 300 км при ширине около 100 км. Она имеет площадь около 32 000 кв. км.

Металлогенический профиль площади обусловлен наличием золоторудных и молибден-медно-порфириновых объектов, проявленностью бериллиевого оруденения в грейзенах, олова и вольфрама в актинолитовых метасоматитах, полиметаллов в хлорит-карбонатных образованиях, ртути – в золоторудных объектах, гипабиссальными обстановками рудообразования. В пределах зоны развиты площадные биотититы, пропилиты, кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Локально проявлены скарны. Околорудные образования представлены грейзенами, углеродистыми и актинолитовыми метасоматитами, кварц-турмалиновыми и кварц-серицит-хлоритовыми гидротермалитами, березитами.

Месторождение Дяппе, сформированное в условиях средних глубин, относится к золото-кварцевой формации [1, 3, 4]. Всё рудное поле локализуется в тектоно-магматогенной структуре размером 8.5 км × 7.8 км, а непосредственно месторождение – в его центральной части, 1.7 км × 1.5 км. Площадь месторождения Дяппе сложена меловыми осадочными породами черносланцевого комплекса (65 % от общего объема) и поздне-меловыми интрузивными образованиями (35 %). Осадочные породы месторождения представлены преимущественно тонкополосчатыми (слоистыми) и массивными алевритами ниже-верхнемелового возраста.

В результате детальных исследований, проведенных в последние годы ООО «Дяппе» (Е.И. Чернышёв, А.Р. Мамаев, К.В. Ломаев, П.Н. и Ю.Н. Щукины) и ИГД ДВО РАН (В.Г. Крюков, Л.И. Щербак) уточнены данные предыдущих исследователей либо выявлены новые геологические особенности месторождения. Специфика месторождения заключается в приуроченности к узлу пересечения субширотного и субмеридионального

разломов при общем северо-восточном простирании складчатых и разрывных структур. В структурном плане площадь рудного поля выделяется как тектоно-магматический купол. Своеобразие рудному полю придают флюидолиты (флюидно-эксплозивные брекчии), со становлением которых связывается углеродистый метасоматоз. В регионе углеродистые метасоматиты являются индикатором проявленности платины и платиноидов (Агние-Афанасьевское, Оемку и Учаминское месторождения золота).

Интрузивные породы относятся к позднемеловому нижнеамурскому комплексу, характеризующемуся гомодромностью развития. Они весьма разнообразны и включают габбро, габбро-диориты, диориты, диоритовые порфириды, микродиориты, кварцевые диориты, монцонитоиды, гранодиориты, плагиограниты и субщелочные граниты, как правило, мелкозернистой структуры. Своеобразны автомагматические брекчии различного состава. Структурно-геентической особенностью месторождения являются эксплозии: эруптивные брекчии и флюидолиты с обломками алевролитов, диоритов, роговиков. К флюидолитам, видимо, следует также относить породы, ранее диагностируемые как туфопесчаники и кремнистые образования со специфичной желваковой текстурой. По данным Э.Н. Бруско (1989) абсолютный возраст диоритов превышает 105 млн лет (105 и 112.5 млн лет), кварцевых диоритов и гранодиоритов – менее 90 млн лет (77 и 84.9 млн лет), микродиоритов – 65.9 млн лет.

В строении тектоно-магматогенного купола выделяются три элемента: ядро, промежуточная и периферийная зоны. Ядро включает центральную часть Дяппенского массива. Размеры его составляют 1.4 км × 1.3 км, при ориентировке длинной оси в субмеридиональном направлении. Граница ядра подчеркивается разрывной тектоникой, дайками микродиоритов, диоритовых порфиритов, субщелочных гранитов и других пород, телами кварц-серицит-гидрослюдистых или околорудных метасоматитов, в южной части – флюидолитами. Промежуточная зона имеет различные соотношения ширины: в северной части 120–140 м., в южной – 400–500 метров. Этим обусловливается асимметрия всего сооружения и крутое его склонение на юг. Промежуточная зона насыщена мелкими, 60–140 м, штоками и довольно протяженными дайками габбро, габбро-диоритов, диоритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритов. На границе с периферийной зоной на некоторых участках промежуточной зоны (северо-запад, северо-восток и юг) фиксируются тела кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов. Периферийная зона в северной, северо-западной и западной частях насыщена телами гранодиоритов. Их морфология проще в сравнении с интрузивными телами ядра и промежуточной зоны. Рудоносность этой зоны более слабая в сравнении с двумя предыдущими.

По существу, структура рудного поля представляет купол в куполе: ранний тектонический свод, затем магматогенный купол и завершающее эксплозивное сооружение. При этом раннему своду присуще северо-восточное простирание с широко проявленным процессом биотитизации. Магматогенный купол формировался в узле пересечения субширотного и субмеридионального разломов как сложная постройка длительного периода развития, сопровождаемая формированием автомагматических брекчий и диоритоподобных метасоматитов. Завершающий, существенно эксплозивный, этап развития купола ознаменовался становлением флюидолитов и благороднометалльного оруденения.

Разнообразны дорудные метасоматиты, представленные биотититами, пропилитами, монцонитоидами, скарнами, кварц-серицит-гидрослюдистыми с пиритом образованиями. Специфичны в этой группе пород биотититы и монцонитоиды (диоритоподобные метасоматиты). Биотиты развиваются по осадочным породам. Количество

новообразований колеблется в широких пределах: от 10–15% до 60–90%. Пространственное положение их контролируется структурой северо-восточной ориентировки, что подчеркивается высокими содержаниями новообразованных минералов в осевой части разлома. Монцитонитовиды внешне и по составу похожи на диориты. Отличия заключаются не только в наличии монцитонитовой структуры, но и достаточно широком развитии, теней и обломков исходных пород, метакристаллов амфибола, кварца, полевых шпатов, микропрожилков перекристаллизации. Эти породы развиты в основном в пределах Дяппенского массива.

Довольно характерными представляются кварц-серицит-гидрослюдистые с пиритом образования, развитые по диоритам и осадочным породам. В их составе преобладают серицит, минералы группы каолина и кварц, в качестве примесей – альбит, калишпат, апатит. Их особенностью являются относительно редкие микродрузы перекристаллизации, инкрустированные кварцем, а также халькопиритом, галенитом, флюоритом. Количество новообразованных минералов колеблется от 10–20 % до 85–95 %. Эти метасоматиты непосредственно предшествуют процессу рудоотложения и могут рассматриваться в качестве «ядер» постинтрузивной гидротермальной системы, отражая стадию кислотного выщелачивания исходных пород.

В числе околорудно измененных пород устанавливаются: кварц-полевошпатовые с хлоритом и карбонатами (вплоть до кварцевых альбититов) образования, березиты и углеродистые метасоматиты. В первых двух типах пород нередки кварцевожилые тела, отражающие максимальное проявление метасоматоза на определенной стадии гидротермального процесса. При этом кварц-полевошпатовые метасоматиты и березиты превалируют в пределах интрузивного тела, а углеродистые метасоматиты – наиболее четко проявлены в осадочных породах. Околорудные метасоматиты контролируются меридиональными, субширотными и северо-восточного простирания разломами.

Руды месторождения довольно своеобразны. Выделяются жильный и метасоматический их типы. Кварцевожилый тип распространен ограниченно. Размеры кварцевых жил: протяженность – до 150–200 м, мощность от 0.2 до 1.2 м, вертикальный размах до 70–110 м. Кварцевые жилы концентрируются в ядре купола, в западной его части. В промежуточной зоне фиксируются единичные жилы. Преимущественное простирание жил субмеридиональное и северо-восточное с падением на восток и юго-восток под углами 60–80°. Для типа характерно разнообразие рудных минералов и наличие относительно крупных скоплений их зерен. Он включает золото, серебро и висмут самородные, аргентит, пираргирит, арсенопирит, пирит, марказит, мельниковит-пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, джемсонит, шеелит, блеклые руды, висмутин, борнит, антимонит, графит. Количество рудных минералов колеблется от 1–2 % до 5–7 %, редко до 15 % (кварцевые с антимонитом жилы). Особенность этого типа заключается в малом размере зерен, до 0.1–0.6 мм, исключая антимонит, кристаллы которого достигают 1.2–2,5 см по длинной оси. Жильные минералы представлены кварцем, 85–95 %, хлоритом, баритом, железистым карбонатом.

Метасоматический тип руд наиболее распространен. Основные промышленные запасы свойственны этому типу. Мощность метасоматических тел достигает 100–120 м, протяженность более 1000 метров. По падению зоны прослежены на 400 м без признаков выклинивания. Простирание зон в основном северо-восточное, западная половина купола, и субмеридиональное, центральная часть и восточная половина купола. Падение рудных тел на восток и юго-восток под углами от 15° до 80–90°. В целом обособляются

ся три группировки рудных тел: западная, центральная и восточная. Они формируют структуру, близкую к структуре конского хвоста со схождением зон в северной оконечности Дяппенского массива. Состав рудных минералов более простой, в сравнении с кварцевожильным типом. Максимальная распространенность присуща арсенопириту, а также пириту. Им количественно уступают пирротин, сфалерит, халькопирит. Меньшей распространенностью пользуются золото и пираргирит, борнит и галенит, блеклые руды и висмутин. Количество рудных минералов варьирует от 2–3 % до 10–12%. Жильные минералы представлены кварцем, альбитом и калишпатом, различными карбонатами (кальцит, анкерит, сидерит), серицитом и мусковитом, хлоритом и турмалином, редкими чешуйками биотитоподобной слюды, а также апатитом, цирконом, монацитом и минералами углерода.

Рудные тела в метасоматических зонах выделяются по опробованию. Мощность их колеблется от 0,5–1,5 м до 12–15 м. при протяженности до 650–800 метров. В центре купола отмечается штокверк размером 30 × 80 м. В геохимическом отношении рудам свойственно: главный компонент – Au, индикаторные – As, Ag, Cu, Sb, сопутствующие – W, Mo, Bi, Zn, Pb, Sn. Пробность золота укладывается в пределы 690–960.

Таким образом, в пределах Нижнего Приамурья установлен достаточно крупный промышленный золоторудный объект – Дяппе. В его строении принимают участие нижнемеловые осадочные породы и позднемеловой интрузивный комплекс. В структурном отношении рудное поле представляет купол в куполе: ранний тектонический свод, затем магматогенный купол и завершающее эксплозивное сооружение. В размещении рудных тел сказывается роль субмеридиональных, северо-восточного простирания и кольцевых разломов.

Месторождение относится к золото-кварцевой формации. Состав руд довольно прост: золото, серебро и висмут самородные, антимонит, арсенопирит, пирит, сульфиды и сульфосоли меди, свинца, серебра, висмута, мышьяка, железа. Пробность золота колеблется в широких пределах от 690 до 960 единиц. В качестве окolorудно измененных пород выделяются кварц-полевошпатовые метасоматиты (вплоть до кварцевых альбититов), березиты и углеродистые образования.

Среднее содержание золота составляет первые граммы на тонну. Месторождение по запасам золота относится к средним объектам. В структуре запасов металла резко превалирует метасоматический тип над кварцевожильным. Перспективы связываются с глубокими горизонтами центральной части рудного поля, а также с промежуточной и внешней зонами тектоно-магматогенного купола, где выявлены ореолы и штуфы с повышенными концентрациями золота.

Литература

1. Воларович Г.П. Типы месторождений золота и закономерности их размещения на Дальнем Востоке // Золоторудные формации. М.: Наука, 1969. С. 7–34.
2. Крюков В.Г. Металлогенические особенности Нижнего Приамурья // Современные проблемы регионального развития: материалы IV международ. науч. конф. Биробиджан: Изд-во ИКАРП ДВО РАН – ФГБОУ ВПО «ПГУ им. Шолом-Алейхема», 2012. С. 68–69
3. Металлогения Дальнего Востока России/Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П. и др. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 217 с.
4. Моисеев В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.

В.В. Кулаков

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА РОССИИ**

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

Возникновение и функционирование гидроминеральных систем на континенте в пределах Даурской, Амура-Охотской и Сихотэ-Алиньской гидрогеологических складчатых областей, располагающихся в южной части Востока России, определяется факторами, зависящими от геолого-структурных и тектонических особенностей участков выхода минеральных вод в пределах гидрогеологических структур, вмещающих трещинные и трещинно-жильные воды [3-8].

Концентрической системе разломов внешней Амурии в целом подчинены протяженные рифтовые структуры, контролируемые мезо-кайнозойскими впадинами, зонами озер, поясом базальтовых вулканов и поясом сейсмичности [4]. Ей же подчинены дугообразные чередующиеся зоны термальных и холодных углекислых минеральных источников, относящиеся к обособленным провинциям минеральных вод. Системы крупных разломов обуславливают во многих случаях расположение гидросети и хребтов. Реки и хребты в этих случаях как бы подчеркивают изометрично-округлые очертания сводовых структур, а также структур проседания.

Детальная геолого-гидрогеологическая и гидрогеохимическая характеристика разведанных месторождений углекислых минеральных вод показывает, что изученные воды формируются в различных геолого-тектонических обстановках, в водовмещающих породах разнообразного состава и на различной глубине [3, 7]. Анализ геолого-гидрогеологической обстановки исследованных месторождений свидетельствует, что необходимым условием формирования холодных углекислых минеральных вод является наличие активных глубинных разломов, выводящих углекислый газ в подземные воды. Выходы холодных углекислых вод всегда связаны с территориями, где проявляется современная тектоническая активность. Как правило, очаги разгрузки вод локализируются либо в зонах высокой сейсмической активности, либо приурочены к узлам пересечения разрывных нарушений. Именно тектоническая структура территории, наличие проницаемых глубинных разломов и присутствие перекрывающих месторождение водоупорных пород, приводит к ускорению реакций взаимодействия в системе вода – порода – углекислый газ и позволяет сформироваться месторождениям углекислых минеральных вод в зоне активного водообмена.

Нередко выходы углекислых минеральных вод прослеживаются прерывистой цепочкой по сейсмоактивным линиям значительной протяженности, либо по фрагментам кольцевых структур [4]. Именно в узлах пересечения глубинных разломов различных направлений формируются структуры сквозного характера, нередко очагового типа, и, за счет разрядки гидродинамических напряжений, создаются благоприятные условия для восходящей разгрузки минеральных вод.

Приуроченность месторождений углекислых минеральных вод к области молодой тектонической деятельности обуславливает возможность поступления глубинной углекислоты, вероятно химического происхождения (за счёт процессов контактового метаморфизма) по системе глубинных разрывных нарушений. При этом газовый углекислый флюид обогащается водной составляющей на сравнительно небольших

глубинах, о чем свидетельствует низкая температура воды на изливе в источниках и в разведочно-эксплуатационных скважинах [1, 3, 6, 7].

Проявления минеральных вод весьма локальны и ограничены в размерах обычно сотнями метров. В области разгрузки образуется купол «растекания», за пределами которого минеральные воды постепенно замещаются пресными. Купол может иметь изометричный характер или быть вытянутым вдоль разлома – зоны (очага) разгрузки углекислого газа. Выходы «сухих» струй углекислого газа встречаются в районе Мухенского месторождения.

Таким образом, для формирования минеральных вод необходимо исключительное совпадение природных факторов: наличие проницаемого разлома - поставщика углекислого газа, водоподводящих разломов и благоприятных условий для смешения углекислого газа и газового флюида с трещинно-жильными водами, инфильтрогенными по своему происхождению. Ни в одном из случаев не выявлено или не прослежено движение минеральных вод на значительные расстояния по зонам крутопадающих разломов. Это объясняется тем, что движение насыщенных углекислотой вод по разлому к понижениям рельефа приводит к падению давления в подземной гидросфере и перевода части газа в спонтанное (свободное) состояние, и вызывает газлифт и разгрузку минеральных вод на поверхность. Если же купол минеральных вод не достигает поверхности земли, то происходит только разгрузка углекислого газа без формирования минеральных источников.

Основным структурным элементом участка выхода Гонжинских углекислых минеральных источников является сложное тектоническое нарушение типа надвига, проявляющееся на контакте пород нижнего протерозоя и интрузии нижнего мела. Надвиг выходит на поверхность на склоне левого берега ручья Безымянного и простирается с юго-запада на северо-восток с падением на юго-восток под углом 20°. Лежащий бок надвига сложен гнейсами протерозоя, висячий — гранодиоритами и порфиroidными кварцевыми диоритами нижнего мела. В зоне плоскости надвига внедрилась дайка кварцевых порфиров, судя по сохранности пород и степени метаморфизма, значительно моложе нижнего мела.

Характерные месторождения холодных углекислых минеральных вод: Мухен (гидрокарбонатные кальциевые магниевые воды) и Шмаковское (Восточно-Уссурский участок) относятся к месторождениям гидроинжекционного типа. Углекислый газ и подземные воды, насыщенные углекислым газом (минеральные воды) по трещинам водовмещающих пород поступают в аллювиальный водоносный горизонт, где, смешиваясь с пресными водами, образуют купол растекания минеральных углекислых вод. Эти воды являются водами более быстрого водообмена чем трещинные и характеризуются невысокой минерализацией (0.4–1.0 г/дм³).

В геологическом строении района Пунчинского участка Мухенского месторождения углекислых минеральных вод принимают участие мезозойские образования фундамента, олигоценно-миоценовые осадочные и вулканические породы, плиоцено-нижнечетвертичные базальтовые покровы полностью перекрывающие мезозойские и большую часть кайнозойских образований, а также четвертичные отложения аллювия. Разлом разграничивает олигоценно-миоценовые отложения Средне-Амурской впадины с мезозоидами Сихотэ-Алиня. Похожий разлом установлен под руслом р. Альчи. По

линиям разломов наблюдаются многочисленные проявления и выходы углекислого газа.

Выходы термальных вод многих районов мира провинции термальных вод областей молодых тектонических разломов связаны почти исключительно с крупными зонами тектонических нарушений, как правило, приурочены к гранитам или вулканогенным образованиям. Источники провинции азотных термальных вод достаточно широко известны в регионе [2, 4, 5, 6, 8]. В верховьях бассейна Амура выделяется Ингодино-Чикойский район термальных вод (Былыринский источник), продолжающийся на юго-западе в пределах Монгольской народной республики. В этом районе обследовано 9 термальных источников, из которых только два относятся к очень горячим – Кыринский с температурой 45°C и Былыринский с температурой 41.5°C. Температура воды 7 теплых источников колеблется от 17 до 35°C. Выходы термальных вод нередко сопровождаются интенсивным газовыделением, при этом в составе газов преобладает азот.

Термальные источники (Кульдурский, Тырминский, Быссинский), выявленные в Приамурье, вытянуты цепочкой вдоль линии в меридиональном направлении – Меридионального разлома, входящего в систему регионального глубинного разлома Тан-Лу.

Анализ химического состава термальных минеральных вод региона [2, 5, 6, 8] указывает на принадлежность азотных термальных вод к зонам молодых сводовых поднятий, преимущественно к их периферии. Такие участки часто характеризуются повышенной трещиноватостью, а нередко и приуроченностью к ним излияний четвертичных базальтов. В той или иной степени, в районах выходов термальных вод известны покровы четвертичных базальтов. Выходы термальных минеральных вод обычно приурочены к раскрытым узлам пересечения протяженных региональных разломов глубинного заложения, постоянно подновляющимися, с опережающими молодыми тектоническими нарушениями зон растяжения крутого заложения.

Наиболее хорошо изученными в Приамурье являются Анненское и Кульдурское месторождения минеральных термальных вод [2, 5, 8], на которых выполнены детальные геологоразведочные работы и в течение многих десятилетий осуществляется мониторинг термальных вод. Результаты комплексной переинтерпретации накопленного фактического материала по геологическому строению, геофизическим данным, тектоническим особенностям и температурному полю участков разгрузки термальных вод на Анненском и Кульдурском термальных источниках позволяют уверенно оценить геолого-структурные условия выхода на поверхность и формирования термальных вод. Несмотря на то, что Анненский и Кульдурский термальные источники расположены в разных геолого-структурных областях, они близки по геолого-структурным условиям формирования гидротерм и могут служить эталонной моделью при исследованиях других проявлений термальных вод [2, 5].

В плане выход термальных вод обычно имеет изометричную или вытянутую овальную форму (жерло или шток). Падение жерла – крутопадающее, оно прослеживается на значительные глубины (первые километры от поверхности), существенно превышающие геометрические размеры жерла в плане. Вмещающие породы в пределах этого жерла гидротермально изменены и часто наблюдаются каверны, а также и залеченные трещины. Стенки каверн и трещин покрыты отложениями вторичных минералов разных генераций (кальцит, кварц, гидрослюда и др.). Окружающие жерло породы, как правило, представляются практическим водоупором. Таким образом, выход термальных вод обусловлен уникальным сочетанием благоприятных факторов:

геолого-структурной обстановки (раскрытое жерло в узле пересечения тектонических нарушений), с достаточными ресурсами нагретых подземных вод инфильтрационного генезиса, способными подняться по зоне открытой трещиноватости этого жерла за счет термолифта с глубины 2–3 км и более.

В геологическом строении Анненского месторождения принимают участие верхнемеловые эффузивные и туфогенно-осадочные отложения. Выход термальных вод приурочен к зоне разлома северо-восточного простирания, проходящей в туфоконгломератах и выполненной тектонической брекчией [2, 5]. Зона круто падает на северо-запад под углом 80° и состоит из серии субпараллельных и пересекающихся, часто зияющих открытых трещин. Мощность зоны тектонического нарушения с открытой трещиноватостью и кавернозностью (жерло разгрузки термальных вод с несколькими наиболее проницаемыми крутопадающими выходами) составляет 30–40 м. Температура минеральных вод на выходе равна 54°C , в составе растворенных газов преобладает азот.

Выход Кульдурского термального источника приурочен к центральной части крупного (площадью около 400 км^2) Пионерского гранитного массива Тырмо-буреинского комплекса средне-позднекарбонического возраста в зоне Меридионального разлома на участке пересечения разно ориентированных тектонических нарушений (Термальная площадка). Он фиксируется в узле пересечения современных сейсмоактивных зон северо-восточного и северо-западного направлений. Температура минеральных вод на выходе равна 73°C , в составе растворенных газов преобладает азот.

Таким образом, появление месторождений холодных углекислых и термальных минеральных вод в регионе обусловлено уникальным сочетанием геолого-структурных и тектонических условий, сейсмической активности в отдельных районах и в случае углекислых минеральных вод – возможность поступления глубинной углекислоты, за счёт процессов контактового метаморфизма.

Литература

1. Архипов Б.С., Кулаков В. В. Новые данные о минеральных углекислых водах восточного участка трассы БАМ // Л.: 1982. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. Т. 318. С. 57–65.
2. Богатков Н.М., Кулаков В.В. Анненские термы // Советская геология. 1966. № 3. С. 153–157.
3. Варганиян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов // М.: Недра, 1977. 285 с.
4. Золотов М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника Востока советской Азии. Владивосток: Издат. ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–33.
5. Кулаков В.В. Геолого-структурные и геотермальные условия формирования термальных подземных вод Приамурья // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 66–79
6. Ткачук В.Г., Толстихин Н.И (ред.). Минеральные воды южной части Восточной Сибири. Т. 1. Гидрогеология минеральных вод и их народнохозяйственное значение // М.-Л.: Издат. АН СССР, 1961. 347 с.
7. Харитоновна Н.А. Углекислые минеральные воды Северо-Востока Азии: происхождение и эволюция // Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Томск, 2013. 47 с.
8. Kulakov V.V., Boldovski N.V. Continental hydrothermal systems in the South of the Russian Far East / Metallogeny of the Pacific Northwest. Tectonics, Magmatism and metallogeny of active continental margins // Proceedings of the interim IAGOD Conference, Vladivostok, Russia: 1–2 september 2004. P. 623–625.

А.В. Мельников**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ
МАССИВОВ СЕВЕРО-СТАНОВОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ВЕРХНЕЕ
ПРИАМУРЬЕ)**

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Северо-Становая металлогеническая зона протягивается вдоль юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона на 1300 км при ширине порядка 250-300 км. В ее пределах расположено месторождение сульфидных платиносодержащих медно-никелевых руд Кун-Маньё и ряд рудопроявлений – Никелевое, Зейское, Лучанское, Ильдеус и др., прогнозные ресурсы которых различными исследователями оцениваются на уровне средних и крупных месторождений.

В тектоническом строении территории выделяется ряд блоков, сложенных метаморфитами раннеархейского (зверевско-чогарский и зейский комплексы) и позднеархейского (становой и гиллойский комплексы) возраста (с запада на восток): Тас-Юряхский, Дырындинский, Ларбинский, Иликанский, Брянтинский, Дамбукинский, Мульмугинский, Купуринский, Удско-Майский, Джугджурский, Учурский. Раннеархейские гранулитовые комплексы сложены биотит и гранат-гиперстеновыми, биотит-гранатовыми гнейсами, а также двупироксеновыми сланцами, кварцитами и кристаллическими сланцами. Позднеархейские комплексы расчленены на ряд серий (купуринская, усть-гиллойская, иликанская). Они сложены биотитовыми, биотит-роговообманковыми, роговообманковыми, а также двуслюдяными, гранат и силлиманит содержащими гнейсами и амфиболитами, с прослоями мраморов, кальцифиров, железистых и слюдистых кварцитов. Внутрикратонные прогибы выполнены образованиями раннепротерозойского желтулакского комплекса, представленного филлитовидными, биотитовыми и двуслюдяными сланцами, кварцитами, метаконгломератами и метаэффузивами [3].

С нижнеархейским гранулитовым комплексом тесно связаны тела метаморфизованных основных и ультраосновных пород (майско-джанинский комплекс), а также чарнокитов, эндрбитов и гранитов. Интрузии, пространственно сопряженные с верхнеархейским становым комплексом, представлены доскладчатыми габбро-амфиболитами, метапироксенитами, древнеджугджурскими и олекмо-каларскими анортозитами и габбро-анортозитами, токсско-алгоминскими кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а также древнестановыми плагиогранитами. С толщами раннего протерозоя ассоциируют сравнительно небольшие тела дифференцированных ультрабазитов и базитов лукиндинского и ильдеуского комплексов, а также крупные массивы гранитоидов удоканского и тукурингского комплексов [4].

Тектоно-магматическая активизация в мезозойское время привела к формированию Становой системы крупных гранитоидных плутонов тындинско-бакаранского комплекса позднеюрско-раннемелового возраста. С вулканитами раннего мела ассоциируют небольшие мезо и гипабиссальные гранодиорит-гранитные и гранит-лейкогранитные интрузии ираканского раннемелового комплекса [4]. В последние годы выделен раннемеловой джалтинский комплекс малых интрузий, силлов и даек кортландит-пироксенит-габбрового состава [9, 11].

Платиноидное оруденение Северо-Становой металлогенической зоны принадлежит сульфидной платиноидно-медно-никелевой формации [8]. Оно генетически связано

с тремя разновозрастными базит-гипербазитовыми комплексами: позднеархейским анортозитовым и габбро-анортозитовым, раннепротерозойским дунит-троктолит-габбровым, а также кортландит-пироксенит-габбровым раннего мела [10].

Базит-ультрабазитовые массивы, перспективные на обнаружение платиносодержащего медно-никелевого оруденения распространены в пределах практически всех вышеперечисленных метаморфических блоков.

В пределах **Тас-Юряхского метаморфического блока** располагается *Каларский* анортозитовый массив. Он состоит из двух ветвей – Куранахской и Имангакитской. Они представляют собой полого наклонные в северных румбах плитообразные тела, мощность которых достигает первых км. Интрузии сложены преимущественно анортозитами, которые в краевых частях массивов переходят в груборасслоенные меланократовые основные породы – габбро-анортозиты, габбро-нориты, габбро, реже кумулатами ультрамафического состава [2].

В *Куранахской ветви* массива расположены месторождения Куранах и Большой Сейим. Сульфидная медно-никелевая с платиноидами минерализация носит наложенный характер. Сульфидные минералы представлены пирротинном, халькопиритом, пентландитом и пиритом. На *Куранахском* месторождении в титано-магнетитовых рудах содержание Pt составило 0.01–0.5 г/т, Au – 0.005–0.05 г/т, Pd – 0.01–0.015 г/т, Sc – 0.003–0.03 %. На месторождении прогнозируются ресурсы платиноидов по категории P_3 – 17 т. На месторождении *Большой Сейим* в богатых магнетит-ильменитовых рудах содержание Pt составило 1.0 г/т, Pd – 0.015–0.15 г/т, в бедных магнетит-ильменитовых рудах – 0.5 г/т, Pd – 0.01–0.05 г/т. На месторождении прогнозируются ресурсы платиноидов по категории P_3 – 30 т.

В *Имангакитской ветви* массива на сульфидное медно-никелевое с платиноидами оруденение перспективны рудопроявления Баюкит и Тас-Юрях. На рудопроявлении *Баюкит* базиты представлены габбро-анортозитами, серпентинизированными пироксенитами и перидотитами олекмо-каларского интрузивного комплекса. В них установлена неравномерная сингенетическая шлировая, гнездовая и рассеянная (до 5–7%, участками до 20 %) сульфидная минерализация визуальна пирротин, халькопирит, пентландитового состава. Содержание Pt – до 0.3 г/т, Pd – 0.01–0.02 г/т, Ru – 0.002–0.01 г/т, Rh – 0.01 г/т, Au 0.004–0.4 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов категории P_2 – 10 т. Рудопроявление *Тас-Юрях* сложено нижнеархейскими нерасчлененными отложениями курультинской серии, раннеархейскими палингено-анатектическими образованиями, представленными плагиогранитами, эндербитами и эндербито-гнейсами, раннеархейскими габбро-анортозитами олекмо-каларского комплекса и чарнокитоидами. В габброидах были установлены содержания платины до 1.65 г/т. Кроме этого отмечались штучные пробы с повышенными содержаниями Co до 100 г/т, Cu до 1000 г/т, Ni до 2000 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов – 11 т.

На территории **Брянтинского метаморфического блока** расположены Лучанский и Ильдеусский базит-ультрабазитовые массивы [1]. *Лучанский массив* сложен троктолитами и оливиновыми габбро с пластообразными обособлениями меланократовых троктолитов и плагиоклазовых дунитов. В северо-западной части Лучанского массива расположено прогнозируемое Зейское (Лучанское) платиносодержащее медно-никелевое месторождение. Здесь выявлено 7 сульфидоносных зон значительной протяженности (до 1 км) и мощности (75–150 м). Оруденение представлено вкрапленностью и прожилками пирротина, пентландита и халькопирита с примесью более поздних выделений виола-

рита и пирита. Оруденение эпигенетическое, приуроченное к зонам трещиноватости СВ простирания. Содержание в штуфных пробах Ni – 0.1–0.5%, Cu – 0.1–0.4%, Co – 0.1%. Платиновая минерализация приурочена к оливиновым пироксенитам, мощность тел которых достигает 10–20 м. В пироксенитах содержания Pt – 0.075 г/т, Pd – 0.069 г/т, в габбро содержание Pt – 0.006 г/т, в габбро-норитах – 0.01 г/т, в троктолитах – 0.01 г/т. Pd в количествах 0.005 г/т установлен в габбро-норитах и амфиболитах.

Ильдеусский массив расположен в междуречье рр. Брянты и Ильдеуса. Он представляет собой пластообразную залежь, погружающуюся на юго-запад под углами 45–60°. Площадь его около 60 км². В составе массива преобладают плагиоклазовые дуниты, троктолиты и оливиновые габбро. Массив интенсивно серпентинизирован и окружен оторочкой из тремолит-хлорит-плагиоклазовых пород. Породы прорваны дайками плагиоперидотит-пироксенит-габбро-норитового состава. Вмещающими породами служат позднеархейские гнейсы и кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма, а также позднеархейские габбро-анортозиты. На территории Ильдеусского массива проявлены сингенетический и гидротермальный типы сульфидной медно-никелевой минерализации. Общее количество сульфидов не превышает 2–3%. Содержание в сульфидных рудах Pd – 0.1–0.3 г/т, Pt – 0.05–0.07 г/т, Ni – 0.2–0.3%.

В пределах **Дамбукинского метаморфического блока** за последние годы установлена платиноносность в таких базит-ультрабазитовых массивах как Талгинский, Джуваскитский, Успеновский, Джигда, Маристый и Моготской группе интрузий. По медно-никелевому с платиноидами оруденению Моготской группы интрузий посвящено большое количество публикаций [6, 7].

Талгинский массив базит-ультрабазитов относится к джалтинскому комплексу раннего мела. Он сложен пироксенитами, кортландитами, габбро-амфиболитам, реже габбро и габбро-диоритами. Поисковыми работами открыто Колпаковское рудопроявление, представленное минерализованными зонами с прожилково-гнездовой сульфидизацией мощностью 1–7 м, протяженностью до 30 м, с вкраплено-прожилковой сульфидизацией мощностью 1–3 м и протяженностью до 30–35 м. Инверсионным вольт-амперметрическим методом установлены содержания: 1) ультраосновные породы с вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией (г/т): Pd – 0.55–0.81, Pt – 0.09–0.27, Au – 0.09–0.23; 2) ультраосновные породы с прожилково-гнездовой сульфидной минерализацией (г/т): Pd – 0.67–2.22, Pt – 0.17–0.45, Au – 0.09–0.32. Среднее содержание по рудопроявлению (г/т): Pd – 0.94, Pt – 0.25, Au – 0.20.

Джуваскитский массив сложен, в основном, габбро-норитами и габбро-амфиболитами, реже отмечаются серпентинизированные гипербазиты, а также дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов, относящиеся к ульдегитскому комплексу пермского возраста и джалтинскому комплексу раннего мела. Платиноидная минерализация связана с крутопадающими зонами северо-западного простирания медно-никелевой сульфидной (пирротин-пентландит-халькопиритой) прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации мощностью 1–30 м и протяженностью до 200 м. Атомно-абсорбционным анализом (установлены максимальные содержания в штуфных пробах из зон медно-никелевых руд (г/т): Pd – 2.17, Pt – 0.23, Os – 0.1, Jr – 0.07, Au – 0.25, Ag – 3.0, Ni – до 0.7%, Cu – до 1.0%.

Успеновский массив состоит, в основном, из метаморфизованных разностей габброидов – габбро, габбро-амфиболитов, дайкообразных тел габбро-диоритов и диоритов, пироксенитов, кортландитов, а также серпентинизированных, тремолитизированных и

оталькованных перидотитов (гипербазитов) ульдегитского комплекса пермского возраста и джалтинского комплекса раннего мела. По данным атомно-абсорбционного анализа штучных проб, содержания благородных металлов следующие: 1) габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты с сульфидной вкрапленностью: Pt – 0.003–0.21 г/т, Pd – 0.21–0.67 г/т, Os – 0.001–0.013 г/т, Ir – 0.0009–0.023 г/т, Au – 0.07–0.75 г/т; 2) перидотиты серпентинизированные, оталькованные с сульфидной вкрапленностью: Pt – 0.16–1.01 г/т, Pd – 0.03–0.25 г/т, Os – 0.011–0.2 г/т, Ir – 0.016–0.111 г/т, Au – 0.09–0.44 г/т.

Маристый массив относится к хани-майскому комплексу раннего архея. Массив расслоен и представлен чередованием пород ультраосновного и основного состава. Здесь преобладают оливиниты (48%), перидотиты (19%), габбро (13%), пироксениты (11%), анортозиты (6%), гранатовые плагиоклазиты (2%) и горнблендиты (1%). Сульфиды представлены пирротином, халькопиритом, пиритом и пентландитом. Спектральным анализом установлены содержания (в %): Ni – 0.007–0.5, Cu – 0.001–0.01, Co – до 0.03, Cr – 0.002–0.3, Ti – до 3.87. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания (г/т): Pt – до 0.55, Pd – до 0.03, Os – до 0.2, Au до 0.56.

На территории **Джугджурского метаморфического блока** расположен *Кун-Маньёнский* раннеархейский габбро-анортозитовый массив. Здесь выявлено несколько ареалов интрузий мафит-ультрамафитового состава с промышленной медно-никелевой с платиноидами и золотом сульфидной минерализацией [5]. Никеленосные интрузии, не затронутые процессами метаморфизма, отнесены к кун-маньёнскому комплексу, сложенному вебстеритами, плагиовебстеритами (габброноритами), лерцолитами, гарцбургитами, верлитами, горнблендитами, клино и ортопироксенитами, серпентинитами, серпентин-тальковыми, амфибол-серпентин-тальковыми, актинолит-серпентиновыми породами и рудными брекчиями. Доминируют в его составе роговобманковые, оливинные и плагиоклазовые вебстериты. Наиболее перспективным на медно-никелевое с платиноидами является Мало-Курумканское рудное поле, в пределах которого располагается месторождение *Кун-Маньё* и группа недоразведанных рудопроявлений. Рудное поле представляет собой линейно вытянутый в северо-западном направлении ареал (рой) рудоносных тел мафит-ультрамафитов кун-маньёнского комплекса. Ширина роя 1–2 км, протяженность около 14 км. Установлено, что основная часть никеленосных интрузий сосредоточена в верхней части южного крыла крупной складчатой структуры фундамента, в замке которой обнажаются доскладчатые метагаббро и метапироксениты Кун-Маньёнского массива. Мафит-ультрамафиты слагают в основном полого наклонные на север-северо-восток пластообразные и линзовидные тела мощностью от 0.1–1 до 80–90 м и протяженностью по простиранию от 150–250 до 3000 м. В редких случаях это крутонаклонные, маломощные (до 1 м) линзовидно-инъекционные жилы. Руды оконтуриваются в виде пластообразных залежей, часто по форме повторяя контуры материнских никеленосных интрузий. Преобладают рядовые вкрапленные руды. Богатые густовкрапленные разновидности локализуются в висячем и лежащем боках интрузий. Брекчиевые и массивные руды располагаются на контакте с вмещающими породами. Основными рудными минералами являются пирротин (60–80%), пентландит (10–25%), халькопирит (10–20%), пирит (до 10%), в меньших количествах встречаются магнетит, ильменит, борнит, халькозин, бравоит, виоларит, никелин. Преобладают вкрапленные руды с содержанием никеля от 0.46 до 0.9%. В прожилково-вкрапленных рудах содержание никеля возрастает до 1.54%, в брекчиевых до 5.48%, а в сплошных превышают 8.8%. Средние содержания полезных компонентов в рудах Мало-Курумканского рудного

поля составляют: никеля от 0.46 до 1.43%, меди 0.13–0.73%, кобальта 0.006–0.14%, платины и палладия до 1.5 г/т. На месторождении Кун-Маньё подсчитаны балансовые запасы Ni, Cu, Co, Au, S, Pt, Pd.

Заключение. Таким образом, Северо-Становая металлогеническая зона перспективна на обнаружение на её территории благороднометалльного и медно-никелевого оруденения различных геолого-промышленных типов, в особенности, связанных с широким развитием базит-ультрабазитовых массивов с вкрапленной, прожилково-вкрапленной и массивной сульфидной минерализацией. Практически не изучены базит-ультрабазитовые массивы в пределах Тас-Юряхского блока (Усть-Нюкжинский массив), Иликанского блока (Усть-Талгинский, Островной, Утумукский массивы), Дамбукинского блока (Усть-Джигда, Чимчанский, Дубакитский и др.), Сивакано-Токского блока (Сугджарская группа массивов) и в других метаморфических блоках. Также необходимо провести детальные исследования в пределах россыпей золота, в которых, при их отработке дражным и гидравлическим способами были обнаружены непромышленные и промышленные концентрации минералов платиновой группы (самородная платина, сперрилит, поликсен и др.).

Исследования выполнены в рамках проекта Президиума ДВО РАН (№ 15-И-2-094, 2015-2017 гг.) и РФФИ (№ 16-05-00069, 2016-2018 гг.).

Литература

1. Бучко И.В., Изох А.Э., Носырев М.Ю. Сульфидная минерализация ультрабазит-базитов Станового мегаблока // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 56–68.
2. Бучко И.В., Сорокин А.А., 2010. Первые данные по благороднометалльной геохимии пород габбро-анортозитовых массивов Каларской группы // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 6. С. 3–12.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
4. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург–Благовещенск–Харбин: ВСЕГЕИ, 1999. 139 с.
5. 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.
6. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Юсупов Д.В. Новые данные по благороднометалльному оруденению базит-ультрабазитовых массивов Дамбукинского рудного района Становой металлогенической зоны (Россия, Дальний Восток) // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 79–82.
7. Мельников А.В., Юсупов Д.В., Моисеенко В.Г. Благороднометалльное оруденение Становой металлогенической зоны (Верхнее Приамурье, Россия) // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 6. С. 688–691.
8. Моисеенко В.Г., Степанов В.А. Платиноносные формации Дальнего Востока // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 5. С. 651–653.
9. Степанов В.А., Октябрьский Р.А., Гвоздев В.И. Малые интрузии гипербазитов и медно-никелевое оруденение Дамбукинского рудно-россыпного узла Верхнего Приамурья // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 4. С. 514–517.
10. Степанов В.А., Мельников А.В., Стриха В.Е. Становая никеленосная провинция Дальнего Востока // Вестник СВНЦ. 2008. № 2. С. 13–21.
11. Стриха В.Е., Степанов В.А., Родионов Н.И. Раннемеловая кортландит-пироксенит-габбровая ассоциация Верхнего Приамурья: геохронологические и геохимические данные // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 5. С. 664–668.

А.В. Мельников

**ПРИУРОЧЕННОСТЬ НЕКОТОРЫХ ПЛАТИНОНОСНЫХ БАЗИТ-
УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ К ГЛУБИННЫМ РАЗЛОМАМ
(ДАМБУКИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)**

Институт геологии и природопользования ДВО РАН

В региональном плане Дамбукинский рудный район расположен в пределах Становой складчато-блоковой системы (Становой мегаблок), которая разделена на западную Селенго-Становую и восточную Джугджуро-Становую складчато-блоковую системы. Рудный район расположен на стыке Дамбукинского и Иликанского блоков, которые входят в Джугджуро – Становую складчато-блоковую систему [1].

Становая складчато-блоковая система (Становая СБС) образует южное обрамление Алданского кристаллического массива. С севера она ограничена Становой, с юга и юго-запада соответственно Монголо-Охотской и Джелтулакской системами разрывных нарушений. Раннедокембрийский фундамент Становой СБС сформировался в процессе проявления пяти этапов эндогенной активности на протяжении от нижнего архея до нижнего протерозоя, при этом снизу вверх выделяются: зверевско-чогарский, зейский, становой нижнеархейский, гиллойский верхнеархейский и нижнепротерозойский желтулакский структурно-формационные комплексы [2].

Дамбукинский блок с юга и юго-запада ограничен Джелтулакской зоной разломов, с севера – Пригилойским глубинным разломом (зона разломов), на востоке образования блока перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями Верхнезейской впадины. Дамбукинский блок представляет собой обращенный антиклинорий, вытянутый к северо-западу. В приосевой его части развиты куполообразные, реже чашевидные складки. На крыльях они сменяются более сжатыми, асимметричными, наклоненными к ядру структурами. Смещения по многочисленным разломам усложнили структуру блока, придав ей чешуйчато-надвиговой облик. Часть разломов, вероятно, имеет соскладчатую природу, в результате чего наблюдаются структуры, облекающие юго-восточное замыкание антиклинория. Данные структуры имеют линейную или овально-купольную форму протяженностью до первых десятков километров при ширине до 10 км. Углы падения меняются в широких пределах.

Джелтулакская зона разломов протягивается через центральную часть Дамбукинского блока в направлении 280–290° из междуречья Гиллой – Большой Ульдегит на водораздел Большой Джуваскит – Талга-Макит. Ширина зоны разломов достигает 5–15 км. По структурному положению северное граничное нарушение зоны разломов разграничивает образования Иликанской и Талгинской зон, а южное является внутрiformационным для Талгинской зоны. От восточной рамки листа до долин рек Аргаскит и Бол. Чимчан ограничивающие зону разломов нарушения являются крутопогружающимися. Далее на запад они становятся пологими. Южный разлом, Улигирский надвиг, на всем протяжении погружается в южных румбах под углами 15–30°, для северного установлено падение в разные стороны, что приближает его к шарьяжам. В западной части листа структура погружается на юг под углами 30–50°, становясь в восточной части крутопадающей и меняет свое погружение на северное. История развития зоны разломов реставрируется в пределах листа с раннего протерозоя, когда в уже динамометаморфизованные породы произошло внедрение интрузий гранит-сиенитовой формации. Зона сохраняла актив-

ность во время позднепалеозойской активизации, в ее пределах установлено наличие большого количества тел габбро-перидотитовой формации. Характерным для зоны является ее относительная амагматичность в мезозое. Зона по морфологии является сбросо-сдвиго-надвиговой структурой с разнонаправленными перемещениями. Целостность зоны по простиранию интенсивно нарушена поперечными разломами. Ограничивающий зону с юга надвиг достаточно хорошо прослеживается на МАКС.

В пределах Желтулакской зоны разломов находится группа базит-ультрабазитовых массивов, где в последние годы установлена их платиноносность и медно-никелевое оруденение (Джуваскитский, Успенковский, Мало-Талгинский, Талга-Макитский, Утенахский). Наиболее изучены Джуваскитский и Успенковский массивы [3, 4].

Джуваскитский массив сложен, в основном, габбро-норитами и габбро-амфиболитами, реже отмечаются серпентинизированные гипербазиты, а также дайкообразные тела габбро-диоритов и диоритов. Платиноидная минерализация связана с крутопадающими зонами северо-западного простирания медно-никелевой сульфидной (пирротин-пентландит-халькопиритой) прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации мощностью 1–30 м и протяженностью до 200 м. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания: Pd – до 2.17 г/т, Pt – до 0.23 г/т, Os – 0.1 г/т, Ir – 0.07 г/т, Au – 0.25 г/т, Ag – 3.0 г/т, Ni – до 0.7%, Cu – до 1.0%.

Успенковский массив состоит, в основном, из метаморфизованных разностей габброидов – габбро, габбро-амфиболитов, дайкообразных тел габбро-диоритов и диоритов, пироксенитов, кортландитов, а также серпентинизированных, тремолитизированных и оталькованных перидотитов (гипербазитов) ульдегитского комплекса пермского возраста и джалтинского комплекса раннего мела. Атомно-абсорбционным анализом установлены содержания (г/т): 1) габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты с сульфидной вкрапленностью: Pt – 0.003–0.21, Pd – 0.21–0.67, Os – 0.001–0.013, Ir – 0.0009–0.023, Au – 0.07–0.75; 2) перидотиты серпентинизированные, оталькованные с сульфидами: Pt – 0.16–1.01, Pd – 0.03–0.25, Os – 0.011–0.2, Ir – 0.016–0.111, Au – 0.09–0.44.

Пригилюйский разлом (зона разломов) протягивается от западного побережья Зейского водохранилища (южнее пос. Береговой) вдоль русла руч. Горациевский в устье р. Дубакит, далее на запад вдоль правого борта долины р. Гилюй уходит в сторону г. Тында. Разлом представляет собой систему сближенных зон милонитов мощностью не более 100 м, часто выклинивающихся и появляющихся вновь. Благодаря этому структура имеет линзовидно-чешуйчатое строение. Ширина зоны разломов от 100–500 м до 10 км. По морфологии разлом является крутопадающим сбросом с вертикальной амплитудой в первые сотни метров. Разлом, несомненно, долгоживущий, но в пределах Дамбукинского блока его история фиксируется с поздней юры – времени становления гранитоидов джалонского комплекса, расположение наиболее крупных массивов которого приурочены к зоне разлома. В магнитном поле трассируется сменой знака поля и локальными положительными аномалиями, отвечающими выходам на поверхность раннеархейских габброидов и позднепалеозойских ультрабазитов. В центральной части листа разлом четко дешифрируется на МАКС сменой фототона.

В пределах Пригилюйского разлома находится группа базит-ультрабазитовых массивов, с установленной в них платинометальной и медно-никелевой минерализации (Моготская группа интрузий, Усть-Талгинский, Талгинский и др.). Наиболее изученными являются Моготская группа интрузий и Талгинский массив [3, 4].

Моготская группа массивов сложена, главным образом, пироксенитами, кор-

тландитами, горнблендитами и габбро. По данным В.Е. Стрихи [6, 8] возраст формирования массивов раннемеловой – 121.2 ± 1.8 млн. лет. В пределах Моготской группы массивов установлено несколько рудопроявлений и перспективных на платиноидно-медно-никелевое оруденение участков. На рудопроявлении *Никелевом* в пироксенитах и гарцбургитах вскрыты массивные медно-никелевые руды с содержанием Pt – 8.3 г/т, Pd – 2.25 г/т. Сульфидные минералы представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом и пентландитом. На рудопроявлении *Стрелка* в кортландитах, пироксенитах и габбро вскрыты пирротин-халькопиритовые руды с содержанием Pd до 1 г/т, Pt до 0.2, Ag – до 5 г/т и Au до 0.3 г/т. 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 серпентинитов. По данным атомно-эмиссионной спектрометрии содержание Pt – до 0.873 г/т, Pd – до 0.104 г/т. Атомно-абсорбционным анализом установлены Pt – до 2.16 г/т, Pd – до 0.43 г/т, Au – до 51 г/т. Спектральным анализом выявлены Au – до 50 г/т, а пробирным – 37.3–40.4 г/т. Прогнозные ресурсы платиноидов Моготской группы массивов по категории P_3 – Pd – 64 т, Pt – 12.8 т.

Талгинский массив базит-ультрабазитов относится к джалтинскому комплексу раннего мела. Он сложен пироксенитами, кортландитами, габбро-амфиболитам, реже габбро и габбро-диоритами. Поисковыми работами открыто Колпаковское рудопроявление, представленное минерализованными зонами с прожилково-гнездовой сульфидизацией мощностью 1–7 м, протяженностью до 30 м, с вкраплено-прожилковой сульфидизацией мощностью 1–3 м и протяженностью до 30–35 м. Инверсионным вольт-амперометрическим методом установлены содержания: 1) ультраосновные породы с вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией (г/т): Pd – 0.55–0.81, Pt – 0.09–0.27, Au – 0.09–0.23; 2) ультраосновные породы с прожилково-гнездовой сульфидной минерализацией (г/т): Pd – 0.67–2.22, Pt – 0.17–0.45, Au – 0.09–0.32. Среднее содержание по рудопроявлению (г/т): Pd – 0.94, Pt – 0.25, Au – 0.20.

Заключение. Таким образом, изученные в пределах Джелтулакской зоны разломов и Пригилюйским разломе базит-ультрабазитовые массивы перспективны на обнаружение на их территории благороднометалльных и медно-никелевых месторождений различных геолого-промышленных типов, в особенности, связанных с вкрапленной, прожилково-вкрапленной и массивной сульфидной минерализацией. Слабо изучены базит-ультрабазитовые массивы в пределах Джелтулакской зоны разломов (Мало-Талгинский, Талга-Макитский, в районе руч. Урюм и др.) и Пригилюйском разломе (Усть-Талгинский, группа массивов в районе пос. Береговой и др.).

На территории Дамбукинского рудного района расположено еще несколько глубинных разломов (Тукурингрский, Северо-Тукурингрский, Мотовинский и др.), к которым приурочены небольшие массивы и интрузивные тела базит-ультрабазитового состава (Островной, Маристый, Утумукский, Дубакитский и др.), практически почти совсем не изученные на платинометальное и медно-никелевое оруденение.

Также необходимо провести детальные исследования в пределах россыпей золота, в которых, при их отработке гидравлическим и дражным способами были обнаружены непромышленные и промышленные концентрации минералов платиновой группы (самородная платина, сперрилит, поликсен, изоферроплатина и др.) [5].

Исследования выполнены в рамках проекта Президиума ДВО РАН (№ 15-1-2-094, 2015-2017 гг.) и РФФИ (№ 16-05-00069, 2016-2018 гг.).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург–Благовещенск–Харбин: ВСЕГЕИ, 1999. 139 с.
3. Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Юсупов Д.В. Новые данные по благороднометалльному оруденению базит-ультрабазитовых массивов Дамбукинского рудного района Становой металлогенической зоны (Россия, Дальний Восток) // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 1. С. 79–82.
4. Мельников А.В., Юсупов Д.В., Моисеенко В.Г. Благороднометалльное оруденение Становой металлогенической зоны (Верхнее Приамурье, Россия) // Докл. РАН. 2013. Т. 449, № 6. С. 688–691.
5. Степанов В.А., Мельников А.В. О попутной добыче платиноидов из россыпей золота Верхнего Приамурья // Горный журнал. 2006. № 2. С. 17–22.
6. Степанов В.А., Октябрьский Р.А., Гвоздев В.И. Малые интрузии гипербазитов и медно-никелевое оруденение Дамбукинского рудно-россыпного узла Верхнего Приамурья // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 4. С. 514–517.
7. Степанов В.А., Роголина 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.
8. Стриха В.Е., Степанов В.А., Родионов Н.И. Раннемеловая кортландит-пироксенит-габбровая ассоциация Верхнего Приамурья: геохронологические и геохимические данные // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 5. С. 664–668.

А.Н. Митрохин, Б.И. Семеняк, В.П. Уткин, Г.А. Гоневчук,
В.Г. Гоневчук, П.Г. Коростелев

СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ
ПРОЯВЛЕНИЙ КОМСОМОЛЬСКОГО РАЙОНА НА ПРЕДРУДНОМ ЭТАПЕ ЕГО
ФОРМИРОВАНИЯ

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Комсомольский рудный район (КРР), приуроченный к одноименной рудно-магматической системе (КРМС) [2 и др.], сформировался при апт-кампанской синдвиговой тектоно-магматической активизации. Верхи его докайнозойского разреза слагают апт-кампанские же эпиконтинентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы риолитового и (выше) андезитового состава. Они перекрывают с резким угловым и азимутальным несогласием верхнетриасово-валанжинское кремнисто-терригенное основание. Чехол и основание последовательно прорваны апт-кампанскими интрузиями пурильского → силинского → чалбинского комплексов мяочанской серии. Стратифицированные и интрузивные образования рассекаются линейными или (реже) трубообразными телами кварц-турмалиновых метасоматитов, к которым приурочено большинство оловорудных месторождений и проявлений [2, 5 и др.]. Магматизм и рудоотложение в КРМС шли на фоне левосторонней активизации ССВ разломов Комсомольской сдвиговой зоны (КСЗ) под действием ССЗ (340–350°) сжатия. КСЗ в сочетании с синдвиговыми СВ-ВСВ складчатыми структурами и СЗ, ВСВ и СВ разломами предопределила особенности локализации вещественных комплексов КРМС [5, 9 и др.].

Под *предрудным* этапом формирования КРР мы понимаем тот временной промежуток эволюции КРМС, который фиксируется постмагматическими ореолами контактового метасоматоза и регрессивного метаморфизма, что наложились на образования прогрессивного метаморфизма (сопровождая развитие интрузий мяочанской серии) и непосредственно предшествуют становлению рудоносного мегаштокверка КРМС из зон кварц-турмалиновых метасоматитов с боковой фацией кварцевых серицититов (собственно рудный этап).

Это находит свое отражение, например, в преимущественно жильно-прожилковом характере проявлений *регрессивного метаморфизма*. Эти проявления принадлежат хлоритовой субфации альбит-эпидотовой фации (преимущественно эпидот-альбит-хлоритового состава с калишпатом, серицитом, турмалином, ортитом, сфеном) и окружают главным образом выходы пурильских и чалбинских гранитоидов и сопровождающие их ореолы контактового метаморфизма в зонах влияния Чалбинского, Мяочанского, Курмиджа-Пурильского и отчасти Солнечного и Холдаминского разломов. Их жильно-прожилковые образования формируют в областях динамического влияния каждого из этих магмоконтролирующих разломов и их сопряжений своего рода «штокверковый чехол», который пространственно коррелирует с присущей таким областям структурной зональностью [6 и др.]. Если по периферии у «чехла» довольно хаотичный структурный рисунок, фиксирующий рассеянный характер разрывных деформаций, то по мере приближения к осевой части его инфраструктура закономерно упрощается и упорядочивается, все более подгоняясь под архитектуру магистрального разлома с постепенным укрупнением сопутствующих дизъюнктивных форм и нарастанием фациальной

контрастности проявлений наложенной минерализации. Так, непосредственно вблизи разломов (в центральной части «чехла») никогда не вызывает сомнений более молодой возраст хлорита или других минералов хлоритовой субфации. По мере удаления от них уже труднее микроскопически отделить, например, биотит основной массы от биотита в прожилках, а последний от альбита, слагающего совместно с кварцем центральную часть прожилков. На периферии же «чехла» регрессивные изменения настолько сливаются с фоном слабого ороговикования (особенно зеленокаменного), что только при замещении биотита хлоритом молодой относительный возраст минералов определяется сравнительно просто, а в других – не менее представительных – ситуациях взаимоотношения минералов уже с трудом поддаются диагностике.

Частично эта же структурная картина повторяется и на проявлениях *калиево-кремниевый контактовый метасоматоз*, которые непосредственно предшествуют рудному этапу, а по масштабу преобразований (во всяком случае, для силинских пород) уступают только контактовому метаморфизму. Сама эта масштабность указывает на то, что структурно-динамическое влияние на метасоматоз оказывали не только разломы (собственно левые сдвиги КСЗ и активизированная ими разломная сеть), но и синсдвиговая складчатость. Общий характер их совместного влияния на калиево-кремниевый метасоматоз во многом такой же, как на контактовый метаморфизм. Отметим, что проявления метасоматоза носили в целом фациальный характер, хотя локальные формы его выражения и определялись конкретной структурно-динамической обстановкой. Анализ структурной ситуации на Южном и Дальнем интервале Солнечного месторождения, где такие метасоматиты наиболее вскрыты, показывает, что подошва их наиболее зрелых разностей конкордантна кровле самого Силинского массива. А ее выступы и впадины, в свою очередь, повторяют, соответственно, анти- и синформы подошвы вулканогенного чехла, который здесь хотя и смыт, но еще не полностью, судя по сохранившимся местами выходам вулканитов и подстилающих их молассоидов [12]. Так что влияние синсдвиговой складчатости, как локализирующее, так и экранирующее, на пространственное распределение в первую очередь массивных разностей калиево-кремниевых метасоматитов прослеживается вполне явно при активном участии и сколово-раздвиговых звеньев Солнечного левого сдвига.

Близкая структурно-геодинамическая обстановка сохраняется и для жильно-прожилковых форм калиево-кремниевый метасоматоза при особой роли подошвы вулканогенного чехла, к которой (как это видно на примере силинских монцонитоидов в других частях КРР) они явно тяготеют.

В частности, поля такой минерализации, контролируемые по простиранию сдвигами КСЗ, картируются вдоль северо-западной периферии Западного прогиба (на площадях Лунного и Гайчанского месторождений) в полосе развития интрузий силинского комплекса вблизи подошвы чехла. Есть похожий ореол и в зоне сопряжения юго-восточного крыла прогиба с Перевальненским сдвигом (южный фланг одноименного месторождения). На указанных участках калиево-кремниевый метасоматоз представлен в своих начальных вкрапленных и прожилковых проявлениях, ассоциирующих с СВ-ВСВ продольными и СЗ поперечными формами синсдвиговых соскладчатых деформаций и сопровождающихся под подошвой – в терригенных породах основания – ореолами серицитизации слабой интенсивности.

Наиболее рельефно картина совместного влияния складчатых и сдвиговых дислокаций на калиево-кремниевый метасоматоз фиксируется на центриклинальном замыкании

прогиба на северо-востоке КРР, в районе Соболиного и Ветвистого месторождений, где этот метасоматоз, пространственно совпадая с силинскими габброидами, проявился широко, интенсивно и, главное, своеобразно. Наложение данного процесса на габброиды было настолько сильным, что оно привело к образованию целой гаммы пород, в которой выделяются участки пегматоидных и порфиroidных гранитоидных образований, не считая перекристаллизованных габбро с прожилками, жилами, гнездами и т. д. самих кварц-калишпатовых метасоматитов. Судя по структурной ситуации, центриклиналь Западного прогиба в наблюдаемом эрозионном срезе представляет собой узел взаимодействия обоих апт-кампанских структурных парагенезов – и соскладчатого, и собственно сдвигового, начавшего накладываться на первый синхронно с метасоматозом. При этом «сквозным» элементом такого взаимодействия являются СЗ разрывы, формирующие здесь пространственно сближенные серии, которые оставались структурами растяжения, благоприятными для локализации метасоматических проявлений как при соскладчатых деформациях (как поперечный сбросовый кливаж), так и при собственно сдвиговых (как присдвиговые пулл-апараты).

Сходное с центриклиналью Западного прогиба взаимодействие синсдвиговых парагенезов при формировании предрудных метасоматитов фиксируется и для экзо/эндоконтакта наиболее крупного выхода Силинского массива в центральной части КРР. Этот выход представляет собой кровлю массива, вскрытую здесь эрозией по типу периклинали, на ее СВ погружении в замке Центрального поднятия [8].

Приведенные примеры показывают, что подошва чехла играла роль структурного экрана для вещественных проявлений уже на предрудном этапе, а не только на рудном, для которого эта роль подчеркивалась исследователями района уже неоднократно [1, 3, 12 и др.]. Ее экранирующая роль обусловлена тем, что в процессе начавшегося в апте под действием СЗ сжатия повторного синсдвигового латерального сокращения коры (через веерное взбросово-надвиговое кливажирование основания с синхронным формированием вулканогенно-осадочных бассейнов) вдоль подошвы к предрудному времени сформировалась зона мощного тектонического срыва, сохранявшего свою активность до самого окончания тектоно-магматической активизации в кампане [4, 12]. В своей осевой части срыв – это конформная зона слоистости чехла интенсивного рассланцевания и скольжения, прежде всего надвигового, местами осложненного СЗ поперечными сбросами. При мощности зоны более 3 м ее влияние прослеживается на расстояние до ± 100 м от нее по сопровождающим ее надвигам (и в основании, и в чехле), по усиленному смятию пород чехла в его низах, а и иногда по развороту под нее слоистости основания.

За счет этого подошва послужила динамическим экраном не только для контактово-метасоматических или потом рудных проявлений, но и для синхронно формировавшихся с ними левых сдвигов КСЗ. На это указывает прежде всего резкое усложнение инфраструктуры сдвигов в форме дуплексов между их сколовыми звеньями или структур их смыкания с элементами зоны срыва, прослеживающихся вдоль подошвы внутри и на крыльях сдвигов. Характерный и красноречивый тому пример из хорошо известных – структурный рисунок Фестивального месторождения [3, 7, 12 и др.]. Признаки аналогичной структурной организации несут на себе и жильно-прожилковые разности калишпат-кварцевых метасоматитов на всех охарактеризованных выше участках (в наиболее явном виде – на Солнечном и Соболином месторождениях). Такое усложнение инфраструктуры сдвигов, метко названное в свое время инерционным [10–11], фиксирует в нашем случае торможение роста сдвигов по вертикали, вызванное как раз синхронными с ними

складчато-надвиговыми дислокациями зоны срыва. И как следствие, для дальнейшего проникновения сквозь столь активный барьер над проработанными сдвигами основания заново формировались области потенциального сдвига с попутным рассредоточением в их крыльях сдвиговой компоненты движений по дочерним опережающим разрывам.

Сказанное в который раз подчеркивает роль сдвигов КСЗ как основных дренажей для постмагматических флюидов. С другой стороны, это означает, что калиево-кремниевые преобразования запечатлевают собой как раз начало становления всей совокупности левых сдвигов КСЗ как сколовой формы сдвиговых дислокаций, наиболее контрастно проявившихся уже на рудном этапе. Понятно, что в первоначальный состав этой совокупности входили как сохранявшие свою активность звенья ССВ разломов раннего заложения (типа Солнечного сдвига), так и заново формировавшиеся сегменты будущих рудоносных сдвигов.

Литература

1. Асманов В.Я., Вокуев А.Л., Гоневчук В.Г. и др. Металлогения Комсомольского рудного района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 85–113.
2. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: Магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
3. Дубровский В.Н., Малиновский Е.П., Родионов С.М. Структура и зональность оловорудных месторождений Комсомольского района. М.: Наука, 1979. 135 с.
4. Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л. К вопросу о характере вулканизма в синсдвиговых вулканотектонических структурах // Вулканизм и геодинамика: Мат. III Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. С. 484–488.
5. Семеняк Б.И., Митрохин А.Н., Сорокин Б.К. и др. Геохимия Комсомольского рудного района: терригенные и магматические породы // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 181–201.
6. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон: тектонофизический аспект. Новосибирск: «Гео», 2003. 244 с.
7. Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 46–56.
8. Уткин В.П., Митрохин А.Н. Металлогения и геодинамика Комсомольского оловорудного района // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Мат. II Всеросс. металогенич. совещ. Иркутск: Ин-т геохимии СО РАН, 1998. С. 408–409.
9. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
10. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. 206 p.
11. McKinstry H.E. Shears of second order // Am. J. Sci. 1953. V. 251. P. 401–414.
12. Mitrokhin A.N. Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin-ore region, Khabarovsk Territory, Russia // Geosci. J. 1998. V. 2, № 3. P. 124–133.

Л.Ф. Мишин

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА СОСТАВ АКЦЕССОРНЫХ
МИНЕРАЛОВ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ
ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

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

Разновалентные формы элементов с разной активностью участвуют в геохимических процессах. Влияние fO_2 на редокс-реакции изучено теоретически и экспериментально. Индикатором летучести кислорода может выступать соотношение в магматических породах окисного и закисного железа [1]

$$\log (F^{+3} / F^{+2}) = h / T + k \log fO_2 + S \quad (1)$$

где h , k , и S – константы, зависящие от состава расплава, T – температура К.

В известково-щелочных магматических породах большая часть отмеченных параметров не оказывают существенного влияния на соотношение окисного и закисного железа. Значимая корреляция окислительных условий отмечается лишь с содержанием кремнезема. Это позволяет вводя поправку на содержание SiO_2 оценить в условных единицах окислительные условия кристаллизации всего ряда известково-щелочных магматических пород по следующей эмпирической формуле (Мишин, 2010):

$$f = (Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)) + 0,38 - SiO_2 / 200 \quad (2)$$

Для близких в петрохимическом отношении пород может быть использована упрощенная формула:

$$f = Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3) \quad (3).$$

Используя формулу (3) оценим окислительные условия образования магматических пород юго-востока России и их зональность.

Монголо-Охотский пояс имеет внутриматериковое положение, и позднепалеозойско-мезозойский возраст перекрывающих и сшивающих магматических комплексов. Западный его отрезок отличается хорошо выдержанной зональностью. Здесь вдоль Монголо-Охотской сутурной зоны выделяется олово-вольфрамовый пояс. Протяженность пояса более 1300 км. На границе с Монголией ширина его достигает 300 км, на границе с Амурской областью происходит постепенное его выклинивание. С северо-запада и с юго-востока литофильная минерализация обрамляется месторождениями и проявлениями с халькофильной минерализацией.

Карта значений (f), построенная с использованием усредненных петрохимических данных для планшетов 1: 200000 масштаба, полностью повторяет контуры металлогенической карты (рис. 1, 2). Олововольфрамовому поясу соответствует поле восстановленных пород (f от 0 до 0.4), которое обрамляется окисленными породами со значениями $f > 0.4$. Характерно, что в зоны с разной окисленностью железа попадают все магматические породы, не зависимо от их формационного состава, и возраста, в пределах поздней палеозой – мел.

Удско-Хинганский сегмент Монголо-Охотского пояса. По данным многочисленных изотопных определений возраст магматических пород оценивается 142–101 млн лет [8] Магматические породы Восточного сегмента Монголо-Охотского орогенного пояса сложены исключительно окисленными породами магнетитовой серии с золоторудными, реже молибденовыми и полиметаллическими месторождениями, и отсутствуют проявления литофильной группы.

Рис. 1. Схематическая карта окисленности железа в мезозойских магматических породах Восточного Забайкалья. 1 – разломы: (а – Монголо-Охотская сутурная зона).

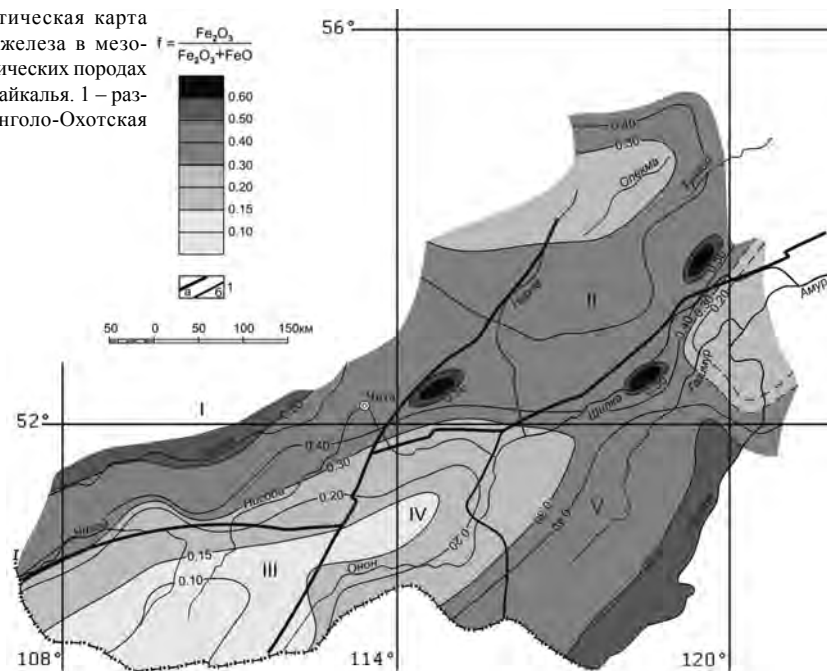
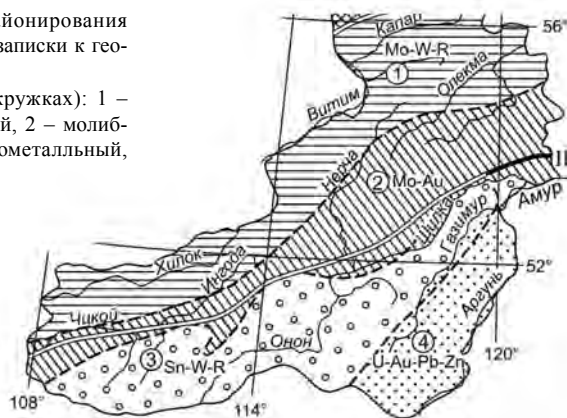


Рис. 2. Схема металлогенического районирования читинской области. (Из объяснительной записки к геологической карте м-ба 1:500000). Металлогенические пояса (цифры в кружках): 1 – редкометалльно-молибден-вольфрамовый, 2 – молибден-золотой, 3 – олово-вольфрам-редкометалльный, 4 – уран-золото-полиметаллический.



Сунгари-Охотско-Чукотский мегапояс

Этот мегапояс включает серию вулканических зон и поясов вытянутых вдоль Тихоокеанской окраины, с близким возрастом (альб-верхний мел), и однотипной геохимической зональностями.

Ульинский прогиб. В его пределах неокомовые и ниже-верхнемеловые вулканические комплексы совмещены в едином разрезе со стратиграфическим перерывом (готерив-апт – 25 млн лет.) Магматические породы Ульинского прогиба представлены контрастно переслаивающимися вулканическими породами базальт, андезит риолитового состава магнетитовой серии, образующим моноκлинал, полого под углом 5–10° наклоненную в сторону Охотского моря. Вулканические породы, включая кислые разности, и

гранитоиды насыщены аксессуарным магнетитом, имеют высокую окисленность железа ($f \geq 5$) и высокую магнитную восприимчивость пород.

Для Ульинского прогиба характерна специализация на эпитегрмальное золото-серебряное и в меньшей степени медно-порфировое оруденение и сопровождение многочисленными полями вторичных кварцитов [7].

Куйдусунская зона это северо-западным обрамлением Ульинского прогиба. В Куйдусунской зоне, в отличие от Ульинского прогиба, в разрезе преобладают вулканические и субвулканические породы кислого состава, преимущественно эвтектоидного типа [6, 7]. По составу аксессуарных минералов (ильменит, реже – титано-магнетит), низкой окисленности железа и низкой магнитной восприимчивости это - типично ильменитовая серия магматических пород. Для Куйдусунской зоны характерны оловорудные, олово-вольфрамовые и олово-полиметаллические месторождения и проявления.

Преддзуджурский прогиб расположен на юго-западном окончании Охотско-Чукотского вулканического пояса. По возрасту и формационному составу вулканических пород это аналог Ульинского прогиба [4].

Сунгари-Селитканский пояс. Он представляет собой дугообразную полосу шириной 200 км и протяженностью 1250 км, состоящую из отдельных разобщенных вулканических ареалов, подчиненных общей геохимической и металлогенической зональностям. Возраст - альб – турон. Западная граница с Монголо-Охотским поясом контролируется резкой сменой в этом направлении ильменитовой серии пород породами магнетитовой серии. Этой границе так же отвечает омоложение в восточном направлении возраста нижней границы вулканогенных толщ.

Граница Сунгари-Селитканского пояса с Сихотэ-Алинским поясом проходит вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома и ей также соответствует смена окислительных условий.

Сунгари-Селитканский пояс имеет хорошо выраженную геохимическую, металлогеническую и формационную зональности. По отношению к Тихоокеанской окраине выделяются внутренняя, и внешняя зоны [7]). Внутренняя зона сложена породами магнетитовой серии, а внешняя – ильменитовой серией. На севере к внутренней магнетитовой зоне относятся Ульбанская, Эвурская, Алчанская и Южно-Приморская вулканические зоны.

Формационный состав вулканогенных толщ внутренней зоны Сунгари-Селитканского пояса во многом схож. В основании разреза залегают преимущественно андезиты, которые сменяются пестрым набором: андезиты, дациты, риолиты и их туфы. Вулканиды кислого состава, как правило, представлены котектоидным типом с равновесным составом вкрапленников и основной массы.

Для внутренней зоны характерна халькофильная минерализация (золото, медь, полиметаллы), которая не редко сопровождается полями вторичных кварцитов.

Внешнюю зону Сунгари-Селитканского пояса образует цепь вулканических депрессий, рассредоточенных в северо-восточном направлении на расстояние 1200 км. Часть из этих депрессий имеет простое строение в виде кальдер. Более крупные структуры, такие как Хингано-Олонойская, Баджалская, Ям-Алинская и магматические породы Комсомольского рудного района менее эродированы и имеют, очевидно, более глубинную природу. В геофизических полях им соответствуют крупные гравитационные минимумы [5].

Вулканические породы и гранитоиды внешней зоны – типично ильменитовая серия. В составе преобладают вулканические породы кислого состава эвтектоидного

типа [6, 7]. Внешняя зона Сунгари-Силитканскрго пояса характеризуется оловянной и олово – вольфрамовой рудной специализацией.

Сихотэ-Алинский вулcano-плутонический пояс представляет полосу выходов вулканических и интрузивных пород вдоль Японского моря и Татарского пролива, на протяжении 1500 км. Внутренняя зона пояса - непрерывная полоса выходов вулканических пород в виде плиты, наклоненной в сторону Охотского моря (Возраст поздний сеноман – палеоген). По составу это пестрый комплекс от базальтов и андезитов до риолитов, среди риолитов и дацитов резко преобладает котэктоидный тип. В сводовой части хр. Сихотэ-Алинь сохранились от эрозии отдельные просадки, выполненные позднемеловыми вулканитами и многочисленные, интрузии, преимущественно до вулканические [2].

В Сихотэ-Алинском поясе отчетливо проявлено зональное распределение окислительных условий. Прибрежная зона пояса сложена вулканическими и гранитоидными породами магнетитовой серии, а в центральной части Сихотэ-Алиня, включая северо-западный фланг пояса, распространены восстановленные магматические породы ильменитовой серии. На широте 50° восстановленные породы тупо выклиниваются и Нижне-Амурская часть пояса уже сложена исключительно окисленными породами магнетитовой серии.

С окислительными условиями тесно связана металлогеническая специализация магматических пород. На юго-восточном фланге пояса известны медно-порфировые проявления и многочисленные поля высокотемпературных вторичных кварцитов, на севере пояса к магматическим породами магнетитовой серии приурочены эпитермальные золото-серебряные месторождения, и поля вторичных кварцитов.

Центральный Сихотэ-Алинь, сложенный разновозрастными магматическими породами ильменитовой серии – типичная оловорудная область, в которой оловорудная и вольфрамовая минерализация формируется от раннего мела по палеоген включительно.

Литература

1. Борисов А.А., Кадик А.А., Луканин О.А. Влияние летучести кислорода и давления на редоокс реакции с участием элементов переменной валентности в расплавах // Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. С 118–182.
2. Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) по биотиту и амфиболу: критерии достоверности и интерпретация // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 16–33.
3. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. №11. С. 1545–1262.
4. Лебедев Е.Л., Гурьянов В.А., Рассказов Ю.П., Чепыгин В.Е. Геологическое развитие и вулканизм южной части Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 50–55.
5. Меркулова Т.В., Мишин Л. Ф. Окислительно-восстановительные процессы в мезозойско-кайнозойских вулcano-плутонических системах и их роль в формировании региональных гравитационных и магнитных аномалий // Тихоокеан. геология. 2015. № 6. С.
6. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
7. Мишин Л.Ф., Чжао Чуньцин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулcano-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003.Т. 22, № 3. С. 28–47.
8. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П. Воропаева М.С. Новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеан. геология. 2003.Т. 22, №2. С. 3–7.

А.Г. Мочалов¹, О.В. Якубович^{1,2}, В.М. Саватенков^{1,2}

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАЗВИТИИ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ И САМОРОДКОВ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

¹Института геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

²СПбГУ, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург

Щелочно-ультраосновной массив Кондёр расположен в пределах Батомгского геоблока Алданского щита. В геологическом строении массива принимают участие дуниты, верлиты, пироксениты, косьвиты, горнблендиты, габбро, щелочные пегматиты, щелочные сиениты, субщелочные диориты, монцодиориты и субщелочные граниты. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архея и терригенные породы протерозоя и формируют единую кольцевую структуру с центральным «дунитовым ядром». Под влиянием ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных интрузий кумулятивное «дунитовое ядро» подверглось синмагматической рекристаллизации и метасоматическому преобразованию. Это выразилось в широком распространении метасоматитов – клинопироксеновых, апатит-титаномagnetит-биотит-амфибол-клинопироксеновых, амфиболовых и серпентинитовых. В породах Кондёрского массива установлено скопления элементов и минералов платиновой группы: 1) дунитах и распространенных в них сегрегациях и прожилках хромшпинелидов; 2) клинопироксенитах; 3) косьвитах; 4) сульфидизированных щелочных сиенитах; 5) сульфидизированных габбро; 6) жилах клинопироксеновых метасоматитов; 7) сульфидно-малахитовых скоплениях среди апатит-титаномagnetит-биотит-клинопироксеновых, амфиболитовых, серпентинитовых и цеолитовых метасоматитов. Представления о возрасте более ранних дунитов, верлитов, и пироксенитов противоречивы - протерозой или мезозой, возраст косьвитов и других пород установлен как ранний меловой – 110–130 млн лет. Дискуссионным является петрогенезис ультраосновных, основных и щелочных пород массива. Так на основании детального геологического картирования и подробных исследований петрологии массива Кондёр большинство исследователей считают ультраосновные породы плутоническими образованиями из пикритоидной магмы. В то же время дуниты истолковывают и как кристаллические диапиры из мантии. В этой связи надо констатировать, что вопрос о возрасте и генезисе дунитов, верлитов и пироксенитов до сих пор остается открытым. Массив Кондёр является коренным источником уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан [1, 2].

Нами было проведено изотопно-геохимическое изучение пород дунитов, верлитов, пироксенитов и косьвитов Кондёрского массива Rb-Sr и Sm-Nd методами, с целью проведения прямой оценки возраста дунитов изотопным методом, а также оценки источника ультраосновных пород и их генетической связи со щелочными породами и апатит-титаномagnetит-биотит-амфибол-пироксеновыми образованиями. Для изучения изотопных характеристик Sr и Nd были выбраны клинопироксены – Сrx ультраосновных пород. Образцы отбирались в пределах «дунитового ядра», а также из пироксенитового обрамления Кондёрского массива. Особенности химического состава Сrx (минералообразующие элементы) указывают на принадлежность дунитов массива Кондёр к кумулятивным образованиям. По магнезиальности ($Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe)$ ат.%) и содержанию TiO_2 и других минералообразующих окислов наблюдается закономерный

ряд дифференциации полей: перекристаллизованные и рекристаллизованные дуниты → мелкозернистых гипидиоморфнозернистые дуниты → жильных клинопироксениты → верлиты и клинопироксениты → козьвиты. По составу и направленности развития Sr_x ультраосновных пород массива Кондёр полностью соответствует тренду магматической дифференциации кумулятивных габбро-пироксенит-дунитовых массивов Корякского нагорья и Аляски [3]. Данные изотопного анализа для Sr_x из дунитов, вынесенные на Sm-Nd диаграмму формируют тренд с наклоном, отвечающим возрасту 128 ± 40 млн лет. Данные для Sr_x из верлитов и пироксенитов на Sm-Nd диаграмме образуют небольшое поле точек, располагающихся существенно ниже линии регрессии для дунитов, что не позволяет сделать прямой оценки возраста Sm-Nd методом. Вариация изотопных характеристик Nd в дунитах, верлитах и пироксенитах находится в обратной корреляции с вариацией изотопных характеристик Sr. Изменение изотопных характеристик Nd и Sr от дунитов к пироксенитам, отражает процесс ассимиляции коровых пород пикритовым расплавом на фоне его эволюции в ходе кристаллизационной дифференциации, что отвечает модели АФК – ассимиляции фракционной кристаллизации. Изотопные характеристики дунитов, представляющих собой кумуляты, отражают параметры расплава на раннем этапе его магматической эволюции, когда кристаллизовался оливин. Пироксениты и верлиты характеризуют изотопные параметры оставшегося расплава. Изотопные характеристики Sr и Nd для козьвитов находятся в продолжение изотопного тренда от дунитов к пироксенитам и могут рассматриваться как более поздний продукт кристаллизации общего с дунитами и пироксенитами расплава. Примечательно, что изотопные характеристики Nd в апатит-флогопит-магнетитовых пироксенитах, представляющих собой продукт метасоматического взаимодействия дунитов с расплавами более поздних фаз внедрения – основных, щелочных и гранитоидных пород, отвечают большей доли деплетированного компонента в источнике этих пород по сравнению с ультраосновными породами. Это обстоятельство позволяет говорить о различной природе козьвитов и апатит-флогопит-магнетит-пироксенитовых метасоматитов [4].

Исследования минералов платиновой группы (МПГ) дунитов позволили выделить несколько минералого-геохимических и генетических типов: 1) платиновый тип (Pt) магматогенный в мелкозернистых дунитах и магматогенно-флюидно-метасоматический в крупнозернистых дунитах с «чёрным оливином» (обусловленных микровключениями магнетита, хромшпинелидов – Spl и Sr_x); 2) магматогенно-флюидно-метасоматический осмисто-платиновый в шлирах и линзовидных жилах клинопироксенитов в дунитах (Pt>Os- Sr_x); 3) флюидно-метаморфогенный иридисто-платиновый (Pt>Ir) среди светлых средне-, крупнозернистых оливинов – Ol (Pt>Ir-Ol) и хромититах (Pt>Ir-Spl); 4) магматогенно-флюидно-метасоматический платино-палладиевый (Pt-Pd) в метасоматитах по дунитам: апатит-титаномагнетит-биотит-клинопироксеновых, амфиболитовых и цеолитовых с сульфидами и окислами меди [1, 5, 6]. Эти метасоматиты по дунитам генерируют магматические жилы козьвитов, горнблендитов, щелочных пегматитов, щелочных сиенитов и субщелочных гранитов, в составе которых распространены Pt, Pd, Au, Ag, Cu, Pb, Sn, Bi, Zn, Te, Sb, As и S. В россыпном месторождении рек Кондёр-Уоргалан и его коренном источнике щелочно-ультраосновном массиве Кондёр установлено около 100 МПГ [1, 2, 5]. В то же время, главным минералом, практически всех минералого-геохимических типов МПГ распространенных в дунитах и их метасоматитах, а также самородков, является изоферроплатина – Pt₃Fe. Из четырех выделенных минералого-геохимических типов в трех установлены самородки: 1) Pt>Ir, 2) Pt>Os- Sr_x и 3) Pt-Pd. Самое большое

количество самородков МПГ установлено Pt>Ir типе. При этом количество самородков из дунитов (Pt>Ir-Ol подтип) и хромититов (Pt>Ir-Spl подтип) примерно равное. Самородки МПГ россыпей щелочно-ультраосновного массива Кондёр имеют много общего с уральскими [7], коряжскими [3] и американскими. Однако на Кондёре распространением пользуется уникальные кристаллические индивиды изоферроплатины (вес которых достигает 20 г). Эти кристаллические индивиды распространены среди МПГ Pt-Pd типа [5]. Представления о последовательности рудообразования элементов платиновой группы (ЭПГ) и образование самородков были в основном ориентированы на онтогению агрегатов МПГ с силикатами, окислами и сульфидами. Онтогения свидетельствует в пользу позднемагматических и, главным образом, наложенных флюидно-метаморфических и метасоматических процессов при образовании МПГ в первично магматогенной ультраосновной матрице [1, 2, 5, 6]. В то же время представления о генезисе МПГ габбро-пироксенит-дунитовых и щелочно-ультраосновных массивов являются неоднозначными, и тем более это относится к весьма слабо изученному образованию самородков. Нередко можно слышать высказывания, что самородки МПГ образованы в корях выветривания или даже в россыпях. Недавно, принципиальная возможность прямого определения возраста МПГ, была продемонстрирована Ю.А. Шуколюковым с коллегами в ИГГД РАН разработанным новым ^{190}Pt - ^4He методом [8]. В виду установленной, высокой сохранности радиогенного гелия в самородных минералах платины, появилась возможность подойти к решению фундаментальной проблемы, оценить момент начала рудообразования ЭПГ и его этапы в ходе петрогенезиса силикатной матрицы. Был исследован новым ^{190}Pt - ^4He методом возраст изоферроплатины Pt>Ir-Ol, Pt>Ir-Spl, Pt>Os-Cpx и Pt-Pd минералогеохимических типов рудопроявлений массива Кондёр. ^{190}Pt - ^4He возраст изоферроплатины полученный по тангенсу угла наклона изохроны 24 исследованным образцов минералогеохимических типов МПГ массива Кондёр, составил 129 ± 6 млн лет ($\text{tg}\alpha=0,00019116$). Возраст Pt>Ir типа – 129 ± 6 млн лет ($\text{tg}\alpha=0,00019107$). Если учесть обстоятельство, что МПГ Pt>Os-Cpx типа из шпиров и жил клинопироксенитов, а так же МПГ Pt>Ir в дунитах и хромититах связано с эволюцией пикритоидного расплава в процессе кумулятивного происхождения собственно дунитов [3], то это позволяет считать ^{190}Pt – ^4He возраст Pt>Ir + Pt>Os типов $\rightarrow 129 \pm 6$ млн лет ($\text{tg}\alpha=0,00019106$). ^{190}Pt – ^4He возраст Pt-Pd типа образовавшегося в дунитах под воздействием щелочных пегматитов и сиенитов составил $\rightarrow 128 \pm 6$ млн лет, что с учетом ошибки анализа, совпадает с таковым для Pt>Ir + Pt>Os типов дунитов $\rightarrow 129 \pm 6$ млн лет [9]. Возраст, полученный по тангенсу угла наклона изохроны, построенной, в том числе и по 9 исследованным образцам самородков, так же составил – 129 ± 6 млн лет ($\text{tg}\alpha=0,00019115$).

Выводы

1. Sm-Nd изотопные характеристики Cpx из дунитов Кондёрского массива отвечают регрессии с возрастом 128 ± 40 млн лет.
2. Sm-Nd изотопным методом получено окончательное обоснование одновозрастности пород «дунитового ядра», верлитов, пироксенитов, косьвитов и щелочных пород (последующего этапа внедрения) в Кондёрском массиве.
3. Вариации химического состава Cpx из дунитов, верлитов, клинопироксенитов и косьвитов Кондёрского массива отвечают единому магматическому тренду, что указывает на образование этих пород из одного расплава.
3. Вариации изотопных характеристик Sr и Nd в дунитах, верлитах, пироксенитах и косьвитах Кондёрского массива являются результатом контаминации пикритоидного

расплава породами континентальной коры в ходе его магматической (кумулятивной) эволюции, что позволяет исключить модель диапирового внедрения мантийных дунитов.

4. Рудообразование россыпеобразующих Pt>Ir-OI, Pt>Ir-Spl, Pt>Os-Cpx и Pt-Pd минералого-геохимических типов МПГ щелочно-ультраосновного массива Кондёр происходило в достаточно узком диапазоне геологического времени, между титонским и готеривским веками. В этом же процессе были образованы исключительные скопления ЭПГ – самородки МПГ.

5. Платинометальное рудообразование магматогенного, флюидно-метаморфогенного, метасоматического генезиса осуществлялось синхронно-последовательно эволюции, сначала пикритоидного, а затем субщелочного и щелочного расплавов мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №14-05-00896-а.

Литература

1. Геология, петрология и рудоносность Кондёрского массива. М.: Наука, 1994. 180 с.
2. Mochalov A.G., Khoroshilova T.S. The Konder alluvial placer of platinum metals // International platinum. Athens: Theophrastus publications, 1998. P. 206–220.
3. Мочалов А.Г. Модель развития минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексов Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. №3. С. 171–188.
4. Саватенков В.М., Мочалов А.Г. Возраст и источники платиноносных дунитов массива Кондёр Алданского щита (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные) // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 300–302.
5. Мочалов А.Г., Галанкина О.Л. Онтогенез кристаллических индивидов изоферроплатины и звягинцевита месторождений Pt-Pd магматогенно-метасоматического типа массива Кондёр Алданского щита // Онтогенез, филогения, система минералогии. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2015. С. 136–140.
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. Орлов В.Н. Платиновые самородки Алмазного фонда РФ: свидетельства истории // Минералогический альманах. 2010. Т.15. Вып. 3. С. 4–27.
8. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (^{190}Pt - ^4He -метод) // Петрология. 2012. № 6. С. 545–559.
9. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. ^{190}Pt - ^4He возраст платинометаллических рудопроявлений щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) // Докл. АН. 2016.

Е.В. Нигай

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В
ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ВЕРХНЕКОЛЫМСКОГО РЕГИОНА

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

Верхнее Приколмые, расположенное в бассейне верхнего течения р. Колыма и прилегающих к нему с юга территорий, является объектом повышенного внимания в связи с его уникальной золотоносностью. Важнейшую роль в размещении месторождений золота и серебра сыграли в данном регионе тектоника и магматизм. Их влияние на особенности размещения месторождений золота и серебра рассмотрено на примере позднемезозойских тектонических структур: Иньяли-Дебинского и Сугойского синклинориев, Балыгычано-Сугойского, Малтано-Ольского наложенных прогибов, Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского поднятия, входящих в состав кайнозойской Верхнеколымской геоморфоструктуры, выделенной по данным космоснимков высокого разрешения Google maps, мелкомасштабных гипсометрических карт и тектонических схем (рис. 1).

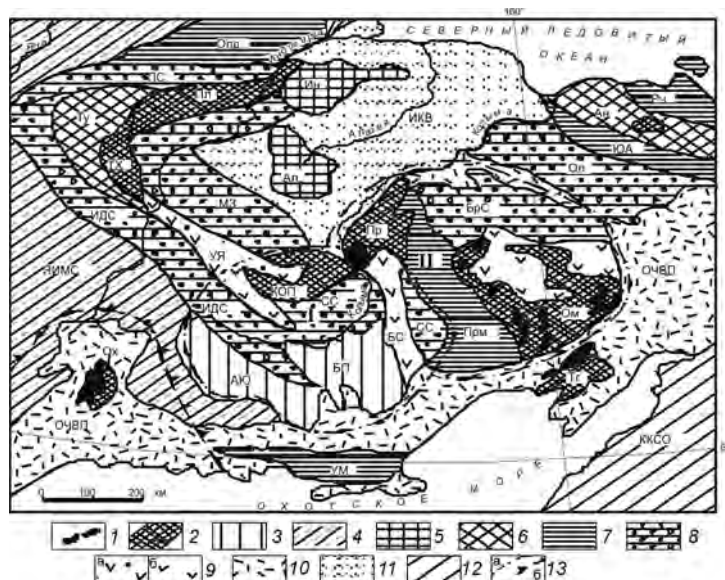


Рис. 1. Схема геоморфотектонического строения Верхнего Приколмыя и сопредельных территорий Верхояно-Колымской складчатой системы. Использованы данные [2, 5–7, 9, 17 и др.]. 1 – докембрийские породы; 2 – области каледонской и, частично, байкальской складчатости: Полоусный (Пл) и Тас-Хаятахский (ТХ) антиклинории, Приколымский (Пр), Омолонский (Ом), Охотский (Ох), Тайгоносский (Тг) массивы, Колымо-Омулевское поднятие (КОП); 3 – области герцинской складчатости: Аян-Юряхский антиклинорий (АЮ), Балыгычанское поднятие (БП); 4 – Яно-Индибирский мегасинклинорий (ЯИМС), сложенный мезозойскими осадочными породами верхоянского комплекса; 5 – Индибирское (Ин) и Алазейское (Ал) мезозойские поднятия; 6 – мезозойские антиклинории: Туостакский (Ту), Аннойский (Ан); 7 – мезозойские прогибы: Ольджойский (Олд), Раучанский (Рч), Южно-Аннойский (ЮА), Приомолонский (Прм), Удско-Мургалский (УМ); 8 – мезозойские синклинории: Олойский (Ол), Иньяли-Дебинский (ИДС), Момо-Зырянский (МЗ), Полоусный (ПС), Березовский (БС), Сугойский (СС); 9 – юрские (а) и меловые (б) отложения грабенов Уяндино-Ясачненского пояса (УЯ) и Балыгычано-Сугойского рифта (БС); 10 – меловой Охотско-Чукотский краевой вулканогенный пояс (ОЧВП). Кайнозойские образования: 11 – Индигиро-Колымская впадина (ИКВ); 12 – Корякско-Камчатская складчато-глыбовая область (ККСО). 13 – границы: а) сводово-глыбовых геоморфоструктур (I – Верхнеколымской, II – Юкагино-Колымской), б) Охотского массива.

Иньяли-Дебинский синклиорий (ИДС), сложенный мощными терригенно-флишоидными толщами, прорванными юрско-меловыми и меловыми гранитоидами, характеризуется наиболее высокой продуктивностью. На его площади сосредоточено 30 золотокварцевых жильных месторождений, связанных с юрско-меловым, ранне- и позднемеловым этапами активизации региона [4], и свыше 200 россыпей.

В Сугойском синклиории, расположенном к востоку от ИДС, золото-серебряное месторождение Громада приурочено к малой интрузии ранне-позднемеловых грано-

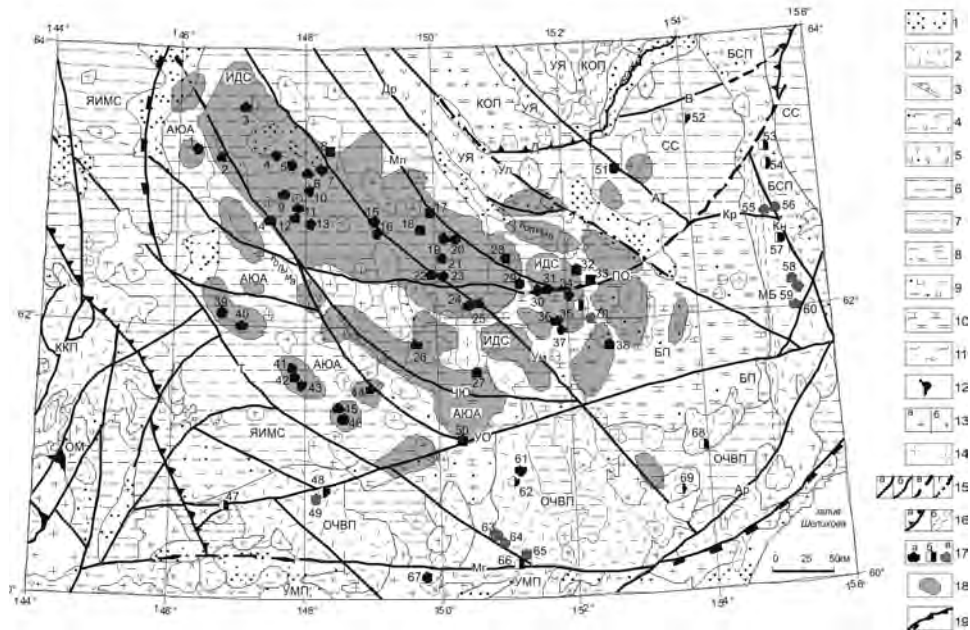


Рис. 2. Схема тектонического строения юго-западной части Верхнеколымской геоморфоструктуры с данными по благороднометалльному оруденению. При составлении использованы данные [5, 6, 7, 9 и др.]. 1 – кайнозойские впадины, 2 – позднемеловые вулканогенные формации Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП), Кетандя-Куйдусунского прогиба (ККП), Балыгычано-Сугойского прогиба (БСП); 3 – раннемеловая континентальная моласса приразломной угленосной впадины; 4 – вулканогенно-терригенные формации: раннемеловой комплекс Балыгычано-Сугойского прогиба и юрско-меловой комплекс Удско-Мургальского прогиба (УМП); 5 – средне-позднеюрские терригенно-вулканогенные формации Уяндино-Ясачненского (УЯ) пояса; 6 – флишоидно-молассоидные формации триаса и юры: Иньяли-Дебинского (ИДС) и Сугойского (СС) синклиориев, Яно-Индибирского мегасинклиория (ЯИМС), Аян-Юрхского антиклиория (АЮА); 7 – глинисто-кремнистые турбидитовые и флишевые формации триаса и юры Яно-Индибирского мегасинклиория и Охотского массива (ОМ); 8 – пермские терригенно-карбонатные формации АЮА и Балыгычанского поднятия (БП); 9 – ранне-среднепермские углисто-глинистые туфогенные формации ЯИМС и ОМ; 10 – ордовик-силур-девонские карбонатно-терригенные формации Колымо-Омулевского поднятия (КОП). 11 – метаморфические комплексы протерозоя (кристаллопесчаники, филлитовые и графит-хлоритовые сланцы); 12 – выступы пород архея; 13 – ранне- и позднемеловые гранитоиды кислого (а) и среднего (б) составов. 14 – юрско-меловые гранитоиды; 15 – разломы: а – основные магмоконтролирующие, б – прочие, в – продолжения разломов, г – под рыхлыми отложениями; 16 – надвиги (а), скрытые разломы (б); 17 – месторождения: а – золоторудные, б – золото-серебряные, в – серебрянорудные; 18 – золотороссыпные узлы и районы; 19 – западный и юго-восточный фрагменты границ Верхнеколымской геоморфоструктуры. Разломы: Т – Тенькинский, ЧЮ – Чай-Юрьинский, Ум – Умарский, Ул – Улаханский, ПО – Правоортуканский, АТ – Арга-Гасский, Ар – Арбутлинский, Мг – Магаданский, В – Ветровской, Кр – Кырчанский, Кн – Кэнский, Мл – Мылгинский, УО – Усть-Омчугский; Д – надвиг Долинный, МБ – Маякско-Булурусский.

диоритов, а золото-редкометалльное месторождение Чепак размещается в роговиках, прорванных дайками поздне меловых гранит-порфиров [3].

В Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе, испытавшем две стадии окраинно-континентального рифтообразования и вулканогенно-плутоногенного магматизма (в конце раннего мела и в позднем мелу) сформировались золото-серебряные месторождения Дукат, Арылах, Лунное и серебро-полиметаллические Мечта, Тидид, Гольцовое, Тэутэрэнджекское и Напористое (рис. 2).

Малтано-Ольский вулканогенный грабенообразный прогиб Охотско-Чукотского пояса вмещает золото-серебряные месторождения Агатовское и Карамкен, серебро-рудное – Ущельное и ряд других объектов. Важную тектоно-магматическую роль в локализации благороднометалльного оруденения этого пояса сыграли и другие меловые вулканоструктуры – Иваньинский, Нявленгинский прогибы, в которых сформировались месторождения золото-серебряной формации Джульетта и Нявленга (таблица).

Крупнейшее в регионе Наталкинское золоторудное месторождение, размещающееся в Тенькинской зоне Аян-Юряхского антиклинория, локализовано в золотоносных

Таблица. Особенности размещения месторождений золота и серебра в Верхнем Приколымье

Факторы контроля оруденения	Золоторудные и золото-редкометалльные месторождения	Золото-серебряные и серебро-рудные месторождения
1. Тектонические (роль крупных структур)	Иньяли-Дебинский синклиниорий, Аян-Юряхский антиклинорий и Балыгычанское поднятие контролируют размещение основной части месторождений золота. Верхнеколымская геоморфоструктура вмещает основные золоторудно-россыпные районы и узлы региона	Балыгычано-Сугойский рифт - <i>Дукат, Арылахское, Лунное, Тидид, Мечта, Напористое, Гольцовое.</i> Малтано-Ольский прогиб – <i>Карамкен, Агатовское, Зеркальное.</i> Нявленгинский прогиб – <i>Нявленга.</i> Иваньинский прогиб – <i>Джульетта.</i>
2. Роль разломов	Умарский разлом – <i>Мальдяк, Топкий, Кучеканское, Бурхалинское, Надеждинское, Рыбное;</i> Правооротуканский разлом – <i>Хицник, Каменистое, Ларюковское, Среднеканское.</i>	Магаданский разлом – <i>Карамкен;</i> Кэнский разлом - <i>Напористое, Мечта, Тидид, Дукат;</i> Тенькинский разлом – <i>Утесное, Финиш, Ущельное</i>
3. Магматические (в т.ч. с участием метаморфизма и гидротермальных процессов)	Меловые штоки гранодиоритов и плагиогранитов – <i>Школьное, Дорожное</i> и др. Золоторудная дайка диорит-порфиров – <i>Среднеканское.</i> Ороговикованные породы триаса, прорванные меловыми дайками – <i>Чепак (Au, W).</i>	Меловые окварцованные андезиты и долериты - <i>Агатовское.</i> Поздне меловые лейкограниты на контакте с вулканитами – <i>Нявленга, Напористое.</i> Поздне меловые гидротермально измененные трахиты - <i>Мечта</i>
4. Литолого-магматические	Алевриты и аргиллиты перми, прорванные дайками альбитофиров и лампрофиров - <i>Наталкинское</i>	Момолтыкичская свита - <i>Агатовское.</i> Ольская свита - <i>Нявленга.</i> Арылахская толща - <i>Арылах.</i>

пермских углеродисто-терригенных толщах – алевролитах и аргиллитах, прорванных дайками альбитофиринов и лампрофиринов, а сами рудные тела представлены юрско-меловыми кварцевыми жилами, линзами и прожилками среди прокварцованных пород [1]. Месторождение Школьное (Тенькинская зона) приурочено к позднеюрско-раннемеловому штоку диорит-гранодиоритов [2].

Месторождения Среднеканское (Балыгычанское поднятие) и Штурмовское (Инья-ли-Дебинский синклиорий) – крупные золотоносные дайки [2, 3].

Многие рудные месторождения золота и серебра размещаются вблизи *крупных разломов или в зоне их влияния* [4]. К примеру, небольшое золоторудное месторождение Ойринское и крупное золото-серебряное Карамкенское размещаются вблизи Магаданского разлома. Серебро-золоторудные месторождения Напористое, Гольцовое, Мечта, Тидид и Дукат находятся в зоне влияния Кэнского разлома, проходящего посередине южной части Балыгычано-Сугойского наложенного прогиба. Небольшие серебрянорудные месторождения Утесное, Финиш и Ущельное приурочены к южному окончанию Тенькинского глубинного разлома, а золоторудные Контрандинское и Чай-Юрюинское размещаются вблизи Чай-Юрюинского разлома. К Усть-Омчугскому разлому приурочены небольшие золото-серебряные месторождения Бургагылканское, Сенон и малое золоторудное Вилка. К Мылгинскому разлому приурочены Штурмовское, Туманинское и Утинское золоторудные месторождения (таблица).

Литература

- 1 Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: ЦНИГРИ. 1988. 264 с.
- 2 Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (нов. сер.). Лист Р-54, 55. Оймякон. Объяснительная записка. Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 1999.
- 3 Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение.). Лист Р-56. Сеймчан. Объяснительная записка. Отв. ред. В.И. Шпикерман. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2007.
- 4 Нигаев Е.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Горошко М.В., Шевченко Б.Ф. Тектонические и магматические факторы контроля благороднометалльного оруденения Верхнего Приколымья // Отечественная геология. 2015. № 4. С. 17–27.

В.М. Округин, К.О. Шишканова

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД
ВИЛЮЧИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (КАМЧАТКА)**

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Горнорудная промышленность – молодая отрасль экономики Камчатского края. Старт ей положен пуском в эксплуатацию Агинского горно-обогатительного комбината, введенного в эксплуатацию в 2005 г. В настоящее время успешно действуют еще два ГОКа – Асачинский и Аметистовый. На всех трех ГОКах идет извлечение благородных металлов из коренных жильных эпитермальных золото-серебряных высокосульфидных (high sulfidation) месторождений. Эти рудные объекты характеризуются исключительно высокими концентрациями золота, серебра, при их крайне неравномерном (бонанцевом) распределении и относительно небольших запасах руд.

Увеличение темпов горнорудной деятельности требует освоения новых перспективных площадей в пределах известных горнорудных районов Камчатского края. Одним из таких наиболее привлекательных в экономическом отношении считается Южно-Камчатский горнорудный район (ЮКГРР). Он характеризуется удовлетворительной обнаженностью, сравнительно хорошей степенью геолого-геофизической изученности. ЮКГРР выгодно отличается от других (Северо-Камчатского и Центрально-Камчатского) достаточно развитой дорожной сетью Петропавловск-Елизовской агломерации, соединяющей краевой центр с Мутновским геотермальным комплексом (Мутновская ГеоТЭС – 50 МВт, Пилотная – 12 МВт) и Асачинским ГОКом. В его пределах располагаются такие месторождения как: Родниковое, Мутновское, Асачинское, Порожистое и многочисленные рудопроявления, включая Вилючинское, прогнозные запасы которых достигают ста и более тонн.

В геологическом отношении они приурочены к области сочленения Центрально-Камчатского и Южно-Камчатского неогеновых вулcano-плутонических поясов, осложненной Петропавловск-Малкинской зоной поперечных дислокаций [4]. М.М. Василевский выделял на этой территории Вилючинско-Паратунский и Мутновско-Асачинский вулканогенно-рудные центры, для которых характерна длительная интенсивная магматическая, вулканическая, гидротермальная и рудообразующая деятельность, начиная с верхнего миоцена и по настоящее время [1]. Современным выражением металлогенической активности служат действующие вулканы Мутновский, Горелый и разнообразные по своему составу, масштабам и возрасту гидротермальные системы (рис. 1).

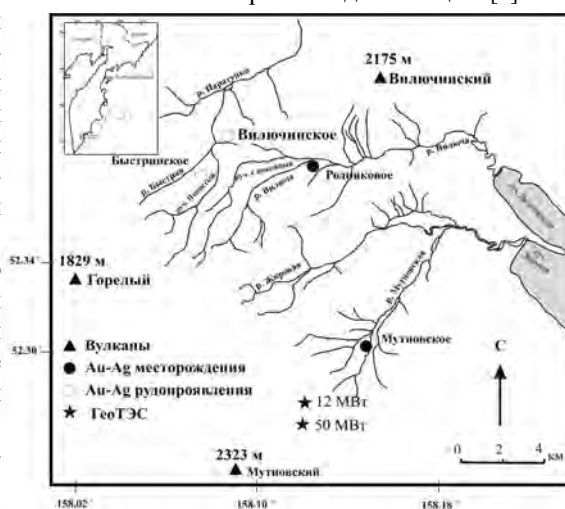


Рис. 1. Рудные объекты и вулканы Северной части Южно-Камчатского горнорудного района.

В геологическом строении территории принимают участие полифациальные вулканические, интрузивные и вулканогенно-терригенные образования олигоцен-четвертичного возраста [4].

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что все рудные объекты не оконтурены ни по простиранию, ни по падению. Вилючинское рудопроявление – одно из таких. Его перспективность определяется как исключительно благоприятным географическим положением, так и оригинальным составом руд. Через рудный объект проходит дорога, соединяющая г. Петропавловск-Камчатский с Мутновским геотермальным комплексом, Асачинским ГОКом и месторождениями Родниковое (золото-серебряное) и Мутновское (золото-серебро- полиметаллическое). При этом, морфология рудных тел и минеральный состав руд отличаются в значительной степени от вышеназванных рудных объектов.

В сообщении приводятся новые данные, полученные при проведении контрольно-ревизионных работ в течение 2010–2015 гг. с привлечением каменного материала, собранного во время проведения НИР по хозяйственной тематике с ПГО «Камчатгеология» (1975–1986 гг.). Применение современных методов физико-химического анализа, в первую очередь, электронно-зондовых, позволило обнаружить ряд новых ранее неизвестных минералов, изучить их химический состав и выявить особенности внутреннего строения.

Исследования выполнялись по комплексной минералого-геохимической методике, разработанной в лаборатории вулканогенного рудообразования совместно с Аналитическим центром Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский). Химический состав рудных минералов изучался на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Tescan (Чехия) с энергодисперсионным и волновым спектрометрами Oxford Instruments X-max 50 мм². Для получения более корректных результатов и выявления степени однородности-неоднородности минералов применялся электронно-зондовый микроанализатор Camebax 244 с четырьмя волновыми и одним энергетическим (X-max с электрическим охлаждением, рабочей площадью 80 мм², Oxford Instruments) спектрометрами

Вилючинское золото-серебро-полиметаллическое рудопроявление относится к вулканогенным близповерхностным полихронным и полигенным гидротермальным объектам, сформировавшимся в условиях небольших глубин. Руды обладают типичным для гидротермальных вулканогенных золото-серебро-полиметаллических объектов Южной Камчатки сравнительно широким разнообразием текстур с преобладанием комбинированных колломорфно-полосчатых, кокардовых с брекчиевыми и брекчиевидными. Наиболее распространенные структуры руд – кристаллически-зернистые, коррозионные, катакластические, реже – эмульсионной вкрапленности, эндогенных краевых каемок.

Главный рудный минерал – пирит; второстепенные – блеклые руды, (теннантит-тетраэдрит, голфилдит), сфалерит, гринокит, халькопирит, галенит. Среди редких присутствуют минералы группы меди – халькозин, ковеллин, борнит, энаргит, сульфиды, теллуриды и селениды серебра, золота, свинца (аргентит, гессит, калаверит, петцит, науманнит, клаусталит), рокезит, ходрушит, висмутин и самородное золото.

Среди жильных минералов наиболее распространенный – кварц. В подчиненных количествах – карбонаты, адуляр, барит. Среди редких – хлорит, эпидот, серицит. Гипергенные пользуются значительным развитием. Среди них – оксиды, гидроксиды Fe и симплезит (первая находка). Менее распространены – англезит, смитсонит, церуссит, гипс и сложные оксиды Fe, содержащие Sb и S (?).

Авторами особое внимание уделено таким типоморфным минералам эпитермальных золоторудных месторождений, как пирит, сфалерит и блеклые руды.

Пирит характеризуется размерами от 0.1–0.2 (включения) до 3–5 мм (отдельные зерна). Для крупнозернистого пирита (3–5 мм) характерны ассоциации со сфалеритом и халькопиритом; среднезернистый (1–3 мм) встречается с блеклыми рудами; мелкозернистый (0.1–0.3) образует сростания с ковеллином и блеклыми рудами. По составу условно выделяются две его разновидности, отличающиеся вариациями химического состава. Первая разновидность – стехиометричный пирит. Вторая – неоднородный, за счет локального концентрирования As (здесь и далее в вес. %, до 5.52), Pb (3.85), Sb (2.62), Cu (1.07) и Bi (0.21) в виде небольших зон (рис. 2).

Сфалерит – второй по распространенности рудный минерал. Размеры зерен меняются от 0.05–0.50 до 2–3 мм, с преобладанием более мелких. Для более крупных агрегатов характерны сростания с галенитом и пиритом. Мелкие выделения встречаются в ассоциации с халькопиритом, блеклыми рудами, пиритом. По данным микронзондового анализа в сфалерите обнаружены: Fe – 0.00–4.68, Cd – 0.00–6.32, Mn – 0.00–1.19, In – 0.00–2.56 вес. %, а также Cu, Ag, Sb – на уровне предела чувствительности прибора. Для него характерно неоднородное по химическому составу строение, обусловленное неравномерным распределением концентраций изоморфных примесей Fe, In в пределах конкретных зерен. По содержанию Fe выделены две разновидности: безжелезистая – клейофан и маложелезистая с концентрациями Fe – 0.20 до 4.68 вес. %.

In – один из редких химических элементов. Он обнаружен в единичных зернах сфалерита, где его количества меняются в пределах 0.00–2.56 вес. % (рис. 2). Более высокие концентрации индия (до 10 вес. %) известны в сфалеритах Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения [3, 7].

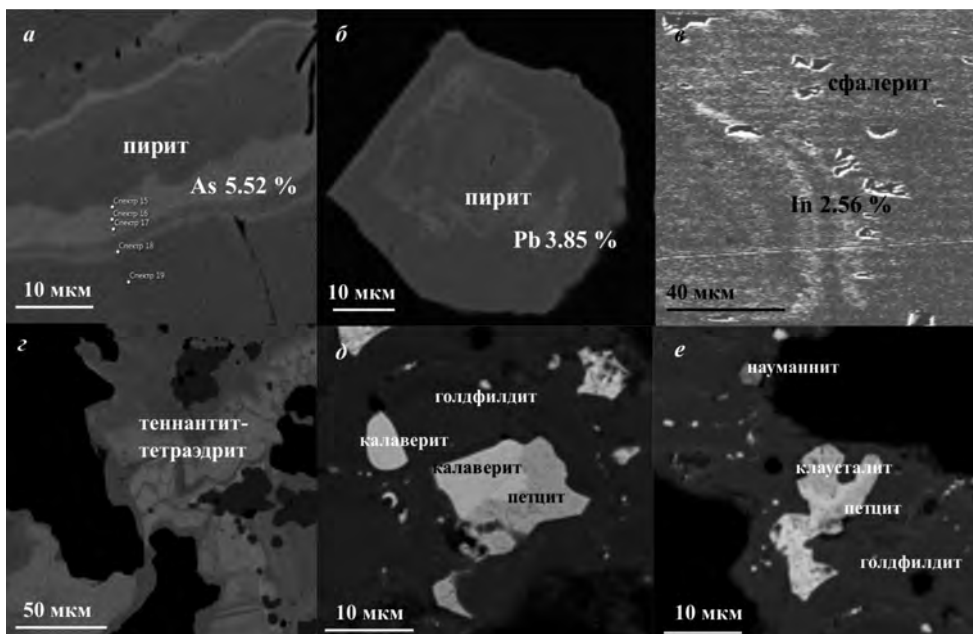


Рис. 2. Неоднородное строение и взаимоотношения рудных минералов. Растровые изображения в отраженных электронах (BSE): а, б, г-е – SEM Tescan Vega; в – Camebax.

Наиболее интересное минеральное сообщество, которое определяет своеобразие Виллючинского рудопроявления, представлено блеклыми рудами. Они отличаются многообразием форм выделения, особенностями строения, химизма и разнообразием элементов-примесей. Их размеры меняются от сотых долей мм до 5–10 мм. Согласно классификации, предложенной Н.Н. Мозговой, А.И. Цепиным [2], они представлены тетраэдритом, теннантитом, голдфилдитом. По характеру распределения химических элементов все сообщество распадается на две группы: однородные и неоднородные. Неоднородное строение обусловлено неравномерным распределением концентраций Sb, As, Ag, Te, Se, Bi, In в пределах отдельных образований и их агрегатов (рис. 2).

Выделено три минеральные ассоциации: блекловорудно-кварцевая, сульфидная, теллур-селеновая. Блеклые руды первой ассоциации (блекловорудно-кварцевой) представлены преимущественно теннантитом, обогащенным в ряде случаев In – до 1.97 вес. %. Это первая находка индийсодержащих блеклых руд на Камчатке. Для них характерны максимальные концентрации S, Cu, при полном отсутствии Zn (зандбергитовой компоненты).

Блеклые руды сульфидной ассоциации отличаются наличием широких вариаций тетраэдритовой, теннантитовой, зандбергитовой, аннивитовой составляющих. Для них характерны минимальные концентрации Cu, умеренные – S, локальное обогащение – Ag (от 1.04 до 2.90) и Bi (от 0.21 до 10.31 вес. %, соответственно).

Блеклые руды теллур-селеновой ассоциации характеризуются наибольшим разнообразием химического состава и микростроения. Это голдфилдиты с относительно стабильными содержаниями Sb и Te (6.16–6.65, 16.69–18.79 вес. %, соответственно), незначительными вариациями As (1.71–4.50 вес. %), минимальными количествами S, отсутствием Zn. Для руд Виллючинского рудопроявления подобные находки обнаружены впервые. По содержанию Cu они занимают второе место, уступая блеклым руд первой минеральной ассоциации.

Новая разновидность для рудопроявления – блеклые руды, содержащие Se (до 3.74 % вес.). Это третья находка селенсодержащего голдфилдита в золоторудных месторождениях Камчатки. Ранее они были обнаружены в рудах Озерновского и Мутновского месторождений [3, 5, 6].

Минеральный состав руд Виллючинского рудопроявления отличается своим разнообразием и носит довольно сложный характер. Отличается наличием большого количества теллуридов, селенидов; многообразием блеклых руд; соединений висмута; фаз, обогащенных In.

Литература

- 1 Василевский М.М. Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. 296 с.
- 2 Мозгова Н.Н., Цепин А.И. Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). М.: Наука, 1983. 279 с.
- 3 Округин В.М. Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение // Геодинамика, магматизм, металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 712–716.
- 4 Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: СП КФ ВСЕГЕИ, 1999. 115 с.
- 5 Спиридонов Э.М. Виды и разновидности блеклых руд и их рациональная номенклатура // ДАН. 1984. Т. 279. № 2. С. 447–453.
- 6 Спиридонов Э.М., Округин В.М. Селенистый голдфилдит – новая разновидность блеклых руд // ДАН. 1985. Т. 280. № 2. С. 476–478.
- 7 Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M. et al. Polymetallic and Au–Ag mineralizations at the Mutnovskoe Deposit in South Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2002. V. 56. № 2. P. 141–156.

Е.А. Рябова

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ
ПРИБРЕЖНОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ
ПОЯС)**

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

На восточной окраине Азиатского континента, в области развития мезозойско-кайнозойского субэврального вулканизма, выделены три разновозрастные системы по структурному положению и составу пород соответствующие окраинно-континентальным вулканическим поясам. С запада на восток выделяются системы: Удско-Больше-Хинганская (J_3-K_1), Охотско-Сунгарийская (K_{1-2}), Сихотэ-Алинская (K_2-Pg). Автономность этих структур подчеркивается наличием продольной зональности. По отношению к Тихоокеанской окраине выделяются внутренняя и внешняя зоны, резко различающиеся окислительно-восстановительными условиями, первичными отношениями изотопов стронция, распределением редкоземельных элементов и другими признаками.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс образует пологую, наклоненную к Японскому морю моноклиаль. В водораздельной части хр. Сихотэ-Алинь обнажаются породы основания вулканогенного чехла и разрозненные вулканотектонические депрессии кальдерного типа. В прибрежной зоне пояса обнажены преимущественно верхи разреза, здесь же сосредоточены наиболее поздние гранитоиды (рис. 1), выделенные в Прибрежный магматический комплекс позднемелового – палеогенового возраста [1].

В пределах пояса выявлена продольная геохимическая зональность. Внутренняя (прибрежная) полоса пояса образована породами магнетитовой серии, а внешняя – породами ильменитовой серии [3]. Геохимическая зональность находит отражение в геофизических полях. Окисленным породам магнетитовой серии соответствуют повышенные значения магнитного и гравитационного полей, а восстановленным породам ильменитовой серии – минимум поля силы тяжести и низкие значения магнитного поля, при этом отмечается хорошая пространственная совместимость геохимических и геофизических полей. Границе магнетитовой и ильменитовой серий примерно отвечает градиентная зона силы тяжести.

Наметившаяся преимущественная связь магнетитовой серии с кристаллическими породами, а ильменитовой – с осадочными, дала основание ряду исследователей связать различную окисленность пород с насыщенностью осадочных пород внешней зоны углеродом. В то же время выяснилось, что петрографически однотипные породы могут быть как магнитными, так и не магнитными.

Гетерогенность магнитных свойств была установлена в Валентиновском массиве, непосредственно примыкающем к границе пород магнетитовой и ильменитовой серий [1].

Карты окислительных условий формирования окраинно-континентальных мезозойско-кайнозойских вулканических поясов строились на основе усредненных значений магнитной восприимчивости [4] или с использованием коэффициента окисленности железа в породах [2]. В том и другом случае использовались усредненные данные для планшетов 1:100 000. Граница магнетитовой и ильменитовой серий при таких построениях оказывалась достаточно размытой.

Для получения наиболее адекватной картины автором были проведены специальные геохимические исследования гранитоидов в зоне перехода от магнетитовой серии

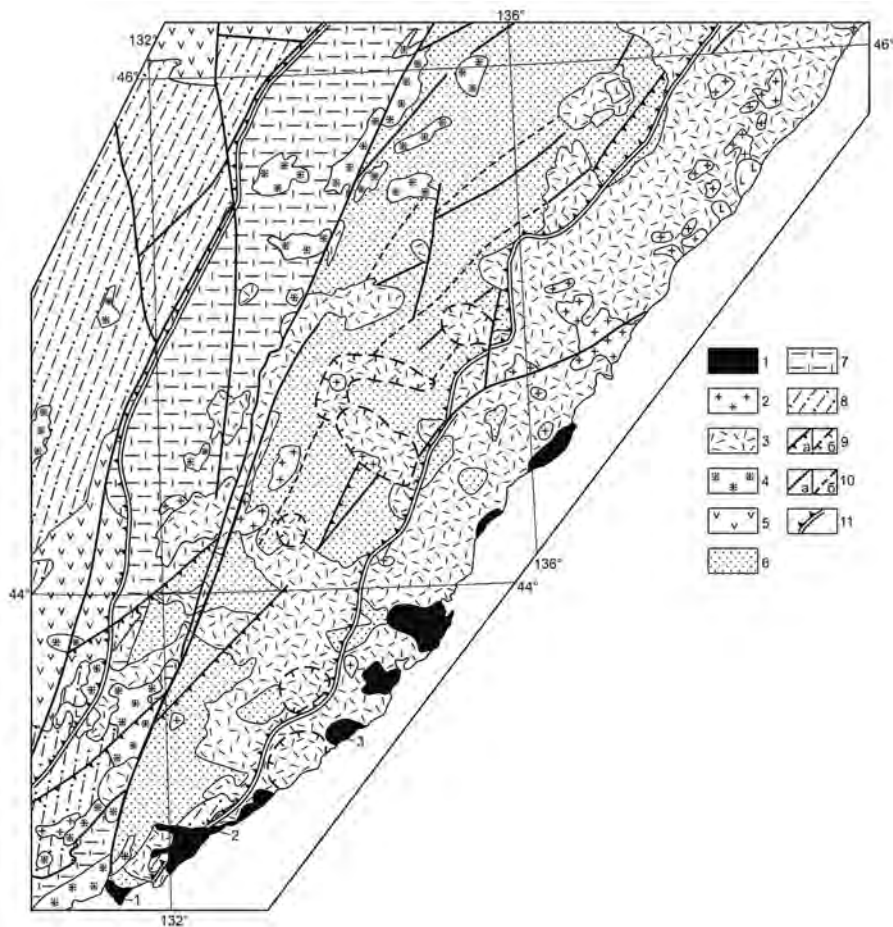


Рис. 1. Тектоническая карта Приморья (использована тектоническая карта [6], с авторскими добавлениями и упрощениями).

1 – граниты прибрежного комплекса (поздний мел–палеоген); 1–3 – массивы: Заповедный (1), Валентиновский (2), Евстафьевский (3); 2 – гранитоиды позднемеловые; 3 – вулканогенные образования – поздний сеноман-палеогеновые (Сихотэ-Алинский пояс); 4 – гранитоиды альб-сеноманского возраста; 5 – вулканические толщи альб-сеноманского возраста; 6 – нижнемеловой терригенный комплекс; 7 – раннемезозойские терригенные, в основании кремнистые отложения центрального Сихотэ-Алия; 8 – Ханкайский срединный массив; 9 – надвиги установленные (а) и предполагаемые (б); 10 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – границы распространения магнетитовой и ильменитовой серий магматических пород.

к ильменитовой. В результате были изучены окислительные условия формирования Заповедного (юго-западный фланг Валентиновского), Валентиновского и Евстафьевского массивов (Прибрежный комплекс), находящихся непосредственно в зоне влияния региональной границы магнетитовой и ильменитовой серий.

Для решения поставленной задачи были проанализировано количество магнитной фракции в пробах (использовалась навеска порошка фракции размером 0.25–0.5 мм.), магнитная восприимчивость в образцах и содержание суммарного железа в биотите (табл.). На рис. 2 хорошо видна корреляция этих параметров.

Таблица

№	Место взятия пробы	Название породы	Вес магн. фр	ΣFe (Bi)	Маг. восп. (si)
01	Валентиновский массив (м. Туманный)	м/з гранодиорит	0.4132	20.17	6.55
02	Валентиновский массив (м. Туманный)	кр/з гранит	0.3339	24.63	3.34
03	Валентиновский массив (м. Туманный)	кр/з гранит	0.7488	24.37	6.48
04	Валентиновский массив (б. Тачингоуза)	кр/з гранит	1.2308	-	6.02
05	Валентиновский массив (б. Тачингоуза)	кр/з гранит	1.135	21.8	5.62
06	Валентиновский массив (б. Тачингоуза)	кр/з гранит	1.3414	-	6.39
07	Валентиновский массив (б. Тачингоуза)	кр/з гранит	0.3669	29.54	3.6
08	Валентиновский массив (б. Кит – юж. точка)	кр/з гранит	0.3795	31.82	4.03
09	Валентиновский массив (б. Кит – сев. точка)	кр/з гранит	0.6247	36.3	3.43
10	Валентиновский массив (б. Кит – сев. точка)	кр/з гранит	0.2572	24.52	1.11
14	Валентиновский массив	кр/з гранит	0.3048		0.37
15	Валентиновский массив	кр/з гранит	0.1822	24.17	2.83
16	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит с редкими мелкими ксенолитами	2.2227	23.32	8.11
16-1	сев. фланг б. Евстафия	м/з апплитовидный гранит	0.7719	21.03	2.9
17	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит с ксенолитами м/з диорита	1.0401	19.93	22.3
17-1	сев. фланг б. Евстафия	м/з диорит (ксенолит)	3.0264	18.29	-
17-2	сев. фланг б. Евстафия	м/з диорит (дайка)	1.5944	17.42	-
18	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит со ср/з полосами диоритового состава	2.333	17.28	9.53
19	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит	1.7119	14.87	12
20	сев. фланг б. Евстафия	кр/з гранит роговообманково-биотитовый	1.3092	14.45	9.45
21	сев. фланг б. Киевка	кр/з слабопорфировидный гранит	0.0029	23.07	0.01
22	сев. фланг б. Киевка	порфировидный гранодиорит с редкими ксенолитами микродиоритов	0.0125	27.24	0.03

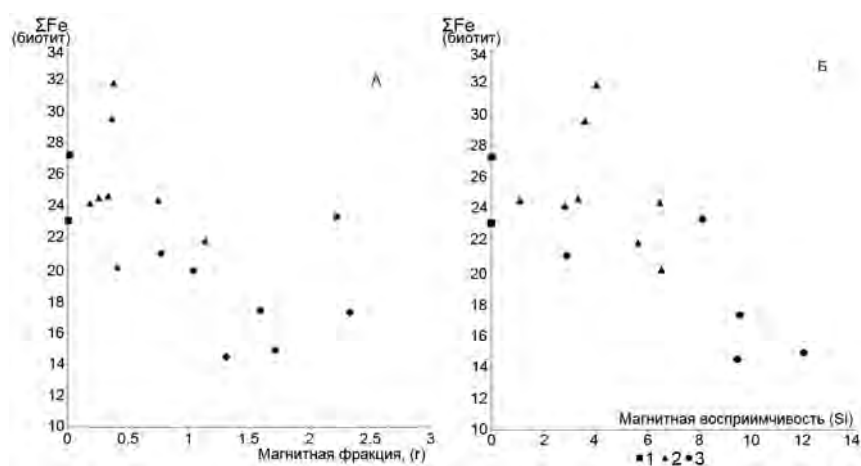


Рис. 2. Соотношение железа в биотите: с количеством магнитной фракции (А) и с величиной магнитной восприимчивости пород (Б). Гранитоидные массивы: 1 – Заповедный; 2 – Валентиновский; 3 – Евстафьевский.

Гранитоиды Заповедного интрузива, расположенного за границей пород магнетитовой серии, выделяются полным отсутствием магнитной фракции, низкой магнитной восприимчивостью и высокой железистостью биотита – по этим характеристикам Заповедный массив является типичным представителем ильменитовой серии. Составы Валентиновского и Евстафьевского массивов образуют четкий тренд, характеризующийся направленным изменением составов от магнетитовой серии к породам ильменитовой серии. Наиболее окисленными оказались породы Евстафьевского массива. В Валентиновском массиве, вытянутом вдоль побережья на 15 км. под острым углом к границе пород магнетитовой и ильменитовой серий, наблюдается спектр геохимических признаков с вариациями от слабо окисленных к слабо восстановленным породам.

Приведенные данные – свидетельство окислительных процессов, произошедших за счет флюидов из глубинных источников, контролируемых структурами на границе континента и океана.

Различие окислительных условий и связанные с ними различия S и F обуславливают халькофильную металлогеническую специализацию внутренних вулcano-плутонических зон и литофильную — внешних зон.

Литература

1. Валу́й Г.А. Полевые шпаты и условия их кристаллизации гранитоидов (Прибрежная зона Приморья). М.: Наука, 1979. 145 с.
2. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
3. Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулcano-плутонические пояса и системы континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, №3. С 28–47.
4. Романовский Н.П. Петрофизика гранитных рудномагматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.
5. Gastil G. The boundary between the magnetite-series and ilmenite-series granitic rock in peninsular California // Recent advances in concepts concerning zoned plutons in Japan and Southern and Baja California. Tokyo, 1990. P. 91–100.
6. Tectonic map of the Central Asian – Pacific Belts Junction Area/ Scale 1: 1500000. Khabarovsk – Shenyang. 2001.

В.А. Симонов^{1,2}, Ю.Р. Васильев^{1,2}, А.В. Котляров¹

**ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ
БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГУЛИНСКОГО
МАССИВА, СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛАМ И
РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Магматические комплексы в районе Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Север Сибирской платформы) привлекают внимание многочисленных исследователей в связи с тем, что они содержат ультрабазитовые вулканогенные породы (меймечиты), являющиеся продуктами кристаллизации глубинных мантийных расплавов [1, 2, 3, 4; и др.]. Интерес к данным объектам обусловлен также повышенным содержанием платиноидов в ультрамафитах из этих комплексов [5, 6, 7; и др.].

Меймечиты совместно с дунитами, пироксенитами и щелочными породами формируют в районе Гулинского массива ассоциацию связанных как пространственно, так и генетически базит-гипербазитовых пород. В сообщении приводятся оригинальные данные по внутреннему строению дунитов, а также по минералам и расплавленным включениям из этих ультрабазитов (занимающих основную часть массива), позволившие выяснить особенности эволюции магматических систем, формировавших интрузивные комплексы района.

Исследования **дунитов** Гулинского массива показали частое присутствие кумулятивных структур, состоящих из достаточно крупных (2–4 мм) кристаллов оливина и мелкозернистого базиса, сложенного преимущественно оливином, клинопироксеном и рудными минералами. Эти данные прямо свидетельствуют о магматогеомном происхождении рассмотренных дунитов.

Новая информация по оливинам из основной массы дунитов юго-западной части Гулинского массива, а также по составам кристалликов оливина, находящихся внутри расплавленных включений в акцессорных хромшпинелидах, хорошо согласуется с трендами, показывающими падение MnO и рост NiO при увеличении магнезиальности оливинов из меймечитов. По ряду химических характеристик (значения железистости и форстеритового компонента, а также содержания FeO, NiO, SiO₂) оливины основной массы дунитов Гулинского массива и оливины в расплавленных включениях частично перекрываются. В то время как по содержанию других компонентов (CaO, MnO, Cr₂O₃, MgO) они различаются. В общем, данные по химизму минералов говорят о том, что составы расплавов (из которых кристаллизовались оливины в расплавленных включениях и в основной массе дунитов) были близки между собой на определенной стадии развития магматической системы, обладавшей при этом сходными чертами с меймечитовой магмой.

Анализ составов акцессорных хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива показал с одной стороны сходство с данными по хромитам из гипербазитов платиноносных массивов Урало-Аляскинского типа, а с другой – ассоциацию с хромшпинелидами из меймечитов. Установлено также, что клинопироксены из дунитов Гулинского массива обладают определенными чертами сходства с составами пироксенов из меймечитов.

В целом, изучение составов оливинов и акцессорных хромшпинелидов из дунитов Гулинского массива показало близость их характеристик как с данными по минералам

эталонных платиноносных ультрамафитовых комплексов, так и с информацией по минералам меймечитов. Таким образом, минералогические исследования свидетельствуют о сходстве условий кристаллизации дунитов Гулинского массива с одной стороны с магматическими процессами формирования платиноносных комплексов Урало-Аляскинского типа, а с другой (учитывая также, что клинопироксены дунитов близки к пироксенам из меймечитов) – показывают участие в петрогенезисе рассмотренных гипербазитов расплавов, близких к меймечитовым.

В Гулинском массиве с дунитами тесно ассоциируют **клинопироксениты**, однозначного решения по поводу генезиса которых в настоящее время не существует. Жильные проявления пироксенитов представлены крутопадающими дайкообразными телами переменной мощности (до 1.5 м), сложенными клинопироксеном и титаномагнетитом. Количество последнего в рудных пироксенитах может достигать 20 %. Иногда наблюдается зональность с более крупными кристаллами клинопироксена в ассоциации с биотитом и нефелином в центральных частях тел. В отдельных участках Гулинского массива сближенные жилы пироксенитов образуют мощные зоны и содержат ксенолиты дунитов. В северо-восточной части массива известны крупные зоны пироксенитов, имеющих с дунитами нечеткие контакты. Таким образом, геологические данные свидетельствуют о том, что пироксениты тесно связаны с дунитами и формировались сразу вслед за ними.

Детальные исследования дунитов Гулинского массива с кумулятивными структурами показали, что между относительно крупными кристаллами оливина часто располагаются микрозоны (шириной до 1 мм), выполненные мелкими зернами клинопироксена и рудного минерала (титаномагнетит, ильменит, хромит). Удлиненная форма хорошо ограненных кристалликов пироксена свидетельствует об их быстром росте из интеркумулусного расплава, находившегося между кумулятивными оливинами. В результате, кристаллизация клинопироксена и рудных минералов приводит к формированию в пространстве между кумулятивными вкрапленниками оливина фактически рудных пироксенитов, которые представлены в пределах Гулинского массива самостоятельными телами. Эти данные свидетельствуют о формировании пироксенитов из остаточных расплавов, образовавшихся в ходе эволюции исходной магмы при кумулятивной кристаллизации оливинов основной массы дунитов Гулинского массива.

Исследования **расплавных включений** в акцессорных хромшпинелидах из дунитов позволили получить наиболее важную информацию о магматических процессах формирования интрузивных комплексов Гулинского массива.

Прежде всего, наличие первичных расплавных включений в минералах прямо свидетельствует о магмагенном происхождении рассмотренных дунитов Гулинского массива. Результаты исследований состава включений указывают на участие субщелочных пикритовых (близких по ряду характеристик к меймечитовым) и пикробазальтовых магматических систем при кристаллизации этих ультраосновных пород. При этом устанавливается эволюция расплавов в ходе фракционирования оливинов и внутрикамерной кристаллизации дунитов от пикрит-меймечитового к пикробазальтовому и базальтовому.

Сравнительный анализ с известными ультраосновными магмагенными ассоциациями показал, что расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива по содержанию химических элементов и по их поведению близки включениям в акцессорных хромитах из мелкозернистых дунитов эталонного платиноносного Нижнетагильского массива (Урал). Одновременно по большинству петрохимических

компонентов устанавливается сходство расплавных включений в хромитах из дунитов Гулинского массива с включениями в оливинах из меймечитов. По особенностям распределения индикаторных редких и редкоземельных элементов расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива фактически аналогичны включениям в оливинах меймечитов. Таким образом, петрохимические и геохимические составы включений в целом прямо свидетельствуют о формировании рассмотренных дунитов из высокомагнезиальных расплавов, близких к меймечитовым магмам.

Близость расплавов, формировавших дуниты Гулинского массива к меймечитовым магмам подтверждается и расчетным моделированием по программе PETROLOG [8], показавшим высокие температуры кристаллизации оливинов изученных дунитов (1590–1415°C) [9], фактически совпадающие с данными по оливинам из меймечитов – 1600–1420°C [1, 2].

Присутствие в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива расплавных включений с кристалликами оливина, располагающимися в основной массе включения с закалочными структурами «спинифекс», свидетельствует о смене спокойного режима кристаллизации резким падением параметров магматических систем в ходе кумуляции оливина в магматической камере. При этом валовые химические составы участков со структурами «спинифекс» соответствуют оливиновым базальтам. Эти факты говорят о том, что пикробазальтовые и базальтовые расплавы, микропорции которых захвачены в виде включений в хромшпинелидах, образовались в результате фракционирования оливинов в ходе кристаллизации дунитов Гулинского массива из более магнезиальных (пикритовых) магм. Минеральный состав структур «спинифекс» в оливин содержащих негретых включениях (клинопироксены + полевые шпаты + нефелин) прямо свидетельствует о возможности формирования в ходе эволюции магматических систем и кумуляции оливина **щелочных пород**, образующих самостоятельные тела рядом с дунитами Гулинского массива.

В целом, геолого-минералогические данные и результаты исследования расплавных включений свидетельствуют о формировании базит-ультрабазитовых комплексов Гулинского массива (Север Сибирской платформы) в результате эволюции первичных глубинных мантийных ультраосновных расплавов (близких по химическому составу к меймечитам) в ходе кумулятивных процессов фракционирования оливинов в магматических камерах.

Работа выполнена при поддержке Проекта VIII.66.1.1. и Министерства образования и науки Российской Федерации.

Литература

1. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.
2. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования Сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1293–1334.
3. Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Когарко Л.Н., Брай Г.П., Нтафлос Т., Симакин С.Г. Термодинамические параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Маймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия. 2002. № 11. С. 1139–1150.
4. Васильев Ю.Р., Гора М.П. Меймечит-пикритовые ассоциации Сибири, Приморья и Камчатки (сравнительный анализ, вопросы петрогенезиса) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 8. С. 1211–1225.
5. Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Геохимия. 1994. № 11. С. 1568–1576.

6. Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 3. С. 247–257.
7. Малич К.Н., Лопатин Г.Г., Симонов О.Н. Новый российский высокоперспективный источник осмия // Круп. и уник. месторожд. редк. и благород. мет.: 1 Междунар. симп. г. Санкт-Петербург: СПб., 1998. С. 257–270.
8. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 29 July 2011. 2011. V. 12, N 7. Q07021, doi: 10.1029/2011GC003516.
9. Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // Докл. АН. 2015. Т. 464, № 3. С. 341–345.

**В.А. Симонов^{1,3}, В.С. Приходько², А.В. Котляров¹, С.И. Ступаков¹,
Ю.Р. Васильев^{1,3}**

**УСЛОВИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ, СФОРМИРОВАВШИХ
УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПЛАТИНОНОСНЫЕ МАССИВЫ НА СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЕ**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

²*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

³*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Исследования последних лет позволили получить значительный объем информации об особенностях формирования ультраосновных комплексов на Сибирской платформе. На основе оригинальных данных по расплавленным включениям в хромшпинелидах из дунитов были установлены физико-химические параметры кристаллизации гипербазитов таких хорошо известных платиноносных массивов как Кондерский, Инаглинский и Чадский, располагающихся в структурах Сибирской платформы [1, 2]. Получена также представительная информация по расплавленным включениям в хромитах Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Север Сибирской платформы) [3, 4], в ультрамафитах которого известны заметные содержания платиноидов [5, 6, 7 и др.]. Совместное использование оригинальных данных по расплавленным включениям в хромшпинелидах из дунитов отмеченных выше ультраосновных комплексов позволило в ходе сравнительного анализа с результатами подобных исследований эталонных объектов Урала (Нижнетагильский платиноносный массив) и Юга Сибири (Карашатский палеоокеанический офиолитовый массив) [8, 9] рассмотреть особенности магматических систем, участвовавших в процессах формирования платиноносных массивов на Сибирской платформе.

Основой работ по выяснению условий формирования рассмотренных массивов послужили результаты исследований расплавленных силикатных включений в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов, проведенных с использованием оригинальных методик, опубликованных ранее [1].

Важная информация была получена в ходе изучения составов **хромшпинелидов-хозяинов**, содержащих расплавленные включения. В частности было выяснено, что точки составов хромшпинелидов из дунитов концентрически-зональных платиноносных массивов Сибирской платформы (Кондер, Инагли и Чад) по соотношению $Cr_2O_3 - FeO$ образуют компактное поле (с вариациями хрома 49–57 мас.% и железа 25–34 мас.%), частично перекрывающееся данными по хромитам из дунитов Нижнетагильского массива (Урал). Хромшпинелиды из Гулинского массива (Север Сибирской платформы), обладая меньшей хромистостью (Cr_2O_3 от 44 до 50 мас.%), тесно ассоциируют с одной стороны с минералами из платиноносных объектов, а с другой – с хромитами из меймечитов. В целом, хромиты из дунитов Сибирской платформы явно отличаются от хромшпинелидов из офиолитовых гипербазитов, обладающих существенно меньшими содержаниями хрома (27–36 мас.%) и повышенным количеством железа (32–44 мас.%). Обладая высокими содержаниями титана (3.4–6 мас.%) хромшпинелиды из дунитов Гулинского массива заметно отличаются от хромитов из пород платиноносных концентрически-зональных и океанических комплексов. Таким образом, судя по составам хромшпинелидов, устанавливаются явные различия магматических систем, формировавших дунитовые массивы на Сибирской платформе и в структурах древних океанов. При этом магмы

Гулинского массива, обладая определенными чертами сходства с платиноносными системами, заметно отличаются от них по отдельным геохимическим характеристикам и показывают значительную близость к меймечитовым расплавам. В целом, необходимо подчеркнуть, что в проведенном сравнительном анализе использовались данные только по тем хромшпинелидам, в которых были найдены первичные расплавные включения, прямо свидетельствующие о магматогенном генезисе минералов.

Сравнительный анализ химических составов прогретых и закаленных **расплавных включений** показал, что явное большинство данных по рассмотренным массивам на Сибирской платформе (также как и включения в минералах из дунитов Нижнетагильского массива и из меймечитов Маймеча-Котуйской провинции) располагается в области субщелочных серий, в отличие от включений в хромитах из палеоокеанических гипербазитов (Карашатский массив), имеющих нормальную щелочность. По соотношению $MgO - SiO_2$ составы включений в хромитах из дунитов рассмотренных платиноносных массивов Сибири и Урала придерживаются общего эволюционного тренда падения магнезиальности на фоне роста SiO_2 с последовательным переходом от пикритов через пикробазальты к оливиновым базальтам, согласуясь в целом с направлением изменения химических составов расплавных включений в оливинах из меймечитов.

Обладая высокими (до 4.6–6.5 мас.%) содержаниями титана, включения в хромшпинелидах из дунитов Гулинского массива согласуются с данными по включениям в оливинах из меймечитов и резко отличаются от включений (TiO_2 до 1.3 мас.%) из других рассмотренных массивов.

На вариационных диаграммах Харкера для включений в хромшпинелидах Гулинского массива с ростом SiO_2 происходит падение FeO , MgO , и увеличение содержаний TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O . Сравнивая с данными по другим комплексам, видим, с одной стороны, их близость практически по всем петрохимическим компонентам к включениям в оливинах из меймечитов, а с другой – по значениям ряда элементов (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , сумма щелочей) они обладают сходством с включениями в хромитах из дунитов Нижнетагильского массива.

По характеру распределения химических характеристик расплавные включения в рассмотренных хромшпинелидах согласуются с данными по эволюции составов расплавов эталонных расслоенных базит-гипербазитовых плутонов при их кристаллизации в магматической камере. В частности на диаграмме $CaO - MgO$ отчетливо видна ассоциация расплавных включений из хромитов Гулинского массива с данными по включениям в хромшпинелидах Кондерского, Инаглинского и Чадского плутонов, а также с трендом расплавных включений в хромитах Карашатского расслоенного офиолитового комплекса (Южная Тува).

Исследования показали, что для рассмотренных включений характерно в целом накопление P_2O_5 и SO_3 на фоне роста SiO_2 . При этом данные по включениям в хромшпинелидах Гулинского массива располагаются на окончании трендов с максимальными значениями фосфора и серы.

Расчетное моделирование по программе PETROLOG [10] (на основе данных по составу расплавных включений) показало высокие температуры кристаллизации оливинов из дунитов Гулинского массива – 1590–1415°C. Эти высокие параметры хорошо согласуются с данными по температурам кристаллизации оливина из меймечитов (1600–1420°C) [11, 12] и значительно превышают характеристики, рассчитанные на основе данных по расплавным включениям для оливинов из дунитов всех других платиноносных

(Кондерский и Инаглинский – до 1460°C, Чадский – до 1480°C, Нижнетагильский – до 1430°C), а также палеоокеанических офиолитовых (Карашатский – до 1380°C) массивов.

В целом, проведенные исследования прямо свидетельствуют о формировании рассмотренных гипербазитовых платиноносных массивов на Сибирской платформе при участии мантийных высокомагнезиальных магматических систем, близких по своему составу и высокотемпературным (до 1590–1460°C) характеристикам к ультраосновным пикрит-меймечитовым магмам. При этом устанавливается эволюция состава исходных расплавов в ходе кумулятивных процессов внутрикамерной кристаллизации дунитов от пикрит-меймечитового к пикробазальтовому и базальтовому.

Работа выполнена при поддержке Проекта VIII.66.1.1. и Министерства образования и науки Российской Федерации.

Литература

1. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 579–598.
2. Симонов В.А., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. Петрогенезис дунитов Чадского массива, Сибирская платформа (данные по расплавленным включениям в хромшпинелидах) // Материалы XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2014. С. 102–103.
3. Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // Докл. АН. 2015. Т. 464, № 3. С. 341–345.
4. Simonov V., Vasiliev Yu., Kotlyarov A., Stupakov S. Physico-chemical conditions of crystallization of the Guli ultrabasic massif (North Part of the Siberian Platform): evidence from melt inclusions // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly. Vienna, Austria. 2014. V. 16. EGU2014-3113. 2014.
5. Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Геохимия. 1994. № 11. С. 1568–1576.
6. Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 3. С. 247–257.
7. Малич К.Н., Лопатин Г.Г., Симонов О.Н. Новый российский высокоперспективный источник осмия // Круп. и уник. месторожд. редк. и благород. мет.: 1 Междунар. симп. Санкт-Петербург: СПб., 1998. С. 257–270.
8. Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования расслоенного 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. 2009. Т. 2. С. 195–198.
9. Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 449, № 6. С. 692–695.
10. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 29 July 2011. 2011. V. 12, № 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516.
11. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.
12. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования Сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1293–1334.

**Е.В. Скляров^{1,2}, Д.П. Гладкочуб¹, А.Б. Котов³,
С.Д. Великославинский³, А.М. Ларин³, А.М. Мазукабзов¹,
Е.В. Толмачева³, А.Е. Старикова⁴, В.В. Шарыгин^{4,5}**

**РОЛЬ ПРОЦЕССОВ ЛИКВАЦИИ В ГЕНЕЗИСЕ РУД КАТУГИНСКОГО
РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УДОКАНСКИЙ ХРЕБЕТ)**

¹ *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

² *Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток*

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

⁴ *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

⁵ *Новосибирский исследовательский университет, г. Новосибирск*

Катугинское комплексное редкометалльное месторождение расположено в южной краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, в непосредственной близости от южной границы Станового структурного шва, отделяющего этот геоблок от Селенгино-Становой области Центрально-Азиатского складчатого пояса. К этому месторождению относят два относительно небольших массива щелочных пород (Западный и Восточный) (3 и 18 км²), обогащенных минералами редких и редкоземельных элементов. Эти массивы локализованы в пределах субширотной Калаканской тектонической зоны, протягивающейся вдоль южной краевой части раннепротерозойского Кодаро-Удоканского прогиба, сложенного преимущественно метатерригенными породами удоканской надсерии. В настоящее время щелочные породы Катугинского месторождения рассматриваются либо как метасоматические [1, 2 и др.], либо как магматические [3–7, 9] образования. Критерии магматического или метасоматического генезиса руд подробно рассмотрены в [5, 7–10], отметим здесь наиболее важные. Систематические U-Pb (ID TIMS) геохронологические исследования акцессорных цирконов из «безрудных» и «рудных» пород Катугинского месторождения свидетельствуют о том, что они имеют практически одинаковый возраст (соответственно 2066±6 и 2055±7 млн лет) [3, 4]. При этом морфологические особенности изученных цирконов, присутствие в них расплавных и кристаллических включений и, наконец, особенности распределения элементов-примесей однозначно свидетельствуют об их магматическом происхождении [3, 7, 11], и позволяет рассматривать данные породы в качестве гранитов, а не метасоматитов, как это предполагалось ранее [1, 2 и др.].

Граниты Катугинского месторождения обладают повышенной и высокой щелочностью (Na₂O+K₂O до 12.3%), чрезвычайно высокой железистостью ($f = 0.96–1.00$) и характеризуются очень высокими содержаниями большинства некогерентных элементов (Rb, Li, Y, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, Zn, Ga, REE за исключением Eu) и фтора, а также низкими содержаниями Ca, Mg, Al, P, Ba и Sr [5, 6]. Высокая железистость характерна и для породобразующих темноцветных минералов этих гранитов. В частности, слюда в них представлена практически чистым аннитом с содержанием MgO от долей процента до 2 мас. %, в то время как в биотитах вмещающих их метаморфических пород содержание оксида магния составляет 6–10 мас. % [2]. При этом какие-либо признаки массового выноса из гранитов относительно малоподвижного магния не установлены. В тоже время высокая железистость породобразующих темноцветных минералов полностью соответствует типичным характеристикам внутриплитных щелочных гранитов А-типа.

Исходя из магматической природы щелочных пород и связанного с ними оруденения, важнейшее значение приобретает вопрос о времени проявления и возможных стадиях рудогенеза. В этом плане целесообразно рассмотреть отдельно три типа рудной минерализации Катугинского массива: циркониевую, тантал-ниобий-редкоземельную и алюмофторидную.

Циркониевая минерализация

Циркон присутствует во всех без исключения разновидностях гранитов Катугинского месторождения, однако его количество весьма изменчиво – он образует как отдельные редкие мелкие кристаллы, так и довольно крупные «гнездовые» скопления, размер которых достигает 1.5 см [2]. В последнем случае содержание циркона в гранитах иногда достигает 20%, т.е. он является породообразующим минералом. В некоторых случаях цирконы свободны от включений других минералов (за исключением кварца и альбита), но, как правило, они насыщены мелкими (2–15 мкм) включениями бастнезита, флюоцерита, гагаринита, твейтита, иттрофлюорита, флюорита, торита и криолита [7, 11]. При этом явно преобладают включения фторидных минералов. Цирконы такого типа описаны на палеопротерозойском Sn-Ta-Nb (REE, криолит) месторождении Мадейра [23], которое обнаруживает сходство с Катугинским месторождением по многим параметрам, но имеет более молодой возраст (1822 ± 22 млн. лет). Авторы отмечают, что цирконы с включениями не пригодны для датирования из-за высоких содержаний свинца и считают, что появление включений в цирконе обусловлено более поздними гидротермальными процессами. При этом признаки гидротермальной проработки вмещающего циркон гранитного матрикса отсутствуют, поэтому такое избирательное воздействие поздних гидротермальных процессов только на циркон представляется крайне маловероятным. Более вероятным представляется захват включений при росте кристаллов циркона.

Ta-Nb-REE минерализация

Минералы этого типа концентрируются, в основном, в гранитах краевой части Восточного массива. Они встречаются: а) в виде отдельных зерен, их скоплений и рудных сростков в гранитах; б) в виде включений в цирконе (см. выше); в) в виде интерстициальных выделений среди силикатных минералов.

Отдельные кристаллы или их скопления наиболее характерны для пирохлора, который нередко содержит включения или обрастается каймой непрозрачных минералов. Исследования показали, что в абсолютном большинстве кристаллы и зерна пирохлора имеют неоднородную структуру, обусловленную как вариациями состава пирохлора, так и включениями других минералов. В кайме присутствуют бастнезит, колумбит, флюоцерит и продукты гидратирования пирохлора.

В рудных сростках могут присутствовать разные минералы, чаще всего это пирохлор, колумбит, флюоцерит, ильменит, иногда сульфиды (сфалерит, галенит, пирротин или пирит). Распределение таких сростков в породе крайне неравномерное.

Интерстициальные выделения сложены фторидами и фторкарбонатами, нередко с небольшим количеством хлорита, и имеют весьма сложную структуру. В основной массе преобладает твейтит с многочисленными мелкими ориентированными включениями флюоцерита или раннего бастнезита. Бастнезит развивается по фторидам, образуя прожилки и отдельные скопления, иногда – симплектиты с хлоритом.

Фторалюминатная минерализация

Несмотря на большое разнообразие фторалюминатов, присутствующих в гранитах Катугинского месторождения, среди них явно преобладает криолит. Как уже упоминалось выше, криолит слагает довольно крупную залежь в краевой части Восточного массива. В криолите этой залежи и других, относительно крупных выделениях криолита присутствуют кристаллы и сростки F-содержащего арфведсонита, фтораннита, бафертисита, лепидолита, калишпата, кварца, пирохлора, гагаринита, твейтита, ильменита, пирита, сфалерита, магнетита и барита [12]. Но наиболее интересны мелкие (от нескольких мм до первых сантиметров) интерстициальные или округлые выделения, сложенные фторалюминатами натрия (криолит, усовит, веберит), кальция (прозопит, пахнолит) и бария (усовит), в том числе неизвестными ранее в природе «бариевыми фазами» [13]. Силикатные минералы (за исключением бафертисита) в таких выделениях практически отсутствуют.

Имеющийся фактический материал позволяет предполагать, что подавляющая часть рудной минерализации Катугинского месторождения связана с магматической стадией эволюции щелочно-гранитных расплавов. При этом образование рудных минералов было обусловлено двумя взаимосвязанными процессами:

1. Кристаллизация рудных минералов непосредственно из расплава. Это относится к циркону, пирохлору, гагариниту, иттрофлюориту, которые обычно наблюдаются в виде отдельных кристаллов, местами образующими скопления, и их мономинеральных сростков, а также к танталиту, фергусониту, пирохлору, флюоцериту, ильмениту и сульфидам, образующим полиминеральные сростки.

2. Расслоение (ликвация) высокофтористого гранитного расплава на алюмосиликатный и фторидный или алюмофторидный расплавы. Несмесимость алюмосиликатных и алюмофторидных расплавов была ранее обоснована для онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) [8]. Ликвация обогащенного фтором расплава на фторидный и силикатный была убедительно обоснована для мезопротерозойского редкометалльного месторождения Стрейдж Лейк в Канаде [14]. В нашем же случае наиболее ранние стадии расслоения расплавов фиксируются многочисленными мелкими включениями фторидных и фторкарбонатных минералов в цирконе. При дальнейшей эволюции фторидные расплавы, обогащенные редкоземельными элементами, кристаллизовались в интерстициальных пространствах, образуя сложные структуры распада с участием твейтита, флюоцерита, гагаринита и бастнезита. Более поздние стадии эволюции расплавов при кристаллизации массива приводили к образованию глобул и интерстициальных выделений фторалюминатов разного состава, вплоть до «отжимки» алюмофторидного расплава с дальнейшим образованием относительно крупного криолитового тела.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 14-17-00325.

Литература

1. Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 2. С. 115–131.
2. Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. Минеральное сырье, № 25, М.: ВИМС, 2012. 318 с.
3. Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Склярёв Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский шит) // Докл. АН. 2015. Т. 463, № 2. С. 187–191.

4. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенетической эпохи // Докл. АН. 2002. Т. 383, №6. С. 807–811.
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 242–265.
6. Ларин А.М., Котов А.Б., Владыкин Н.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Складчиков Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю., Сотникова И.А. Источники и геодинамическая обстановка формирования редкометальных гранитов Катугинского комплекса (Алданский щит) // Докл. АН. 2015. (в печати)
7. Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А. Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометального месторождения // Записки Российского минералогического общества. 2014. Ч. 143, №5. С. 17–31.
8. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онголитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 10. С. 1423–1442.
9. Складчиков Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Хромова Е.А. Генезис Катугинского редкометального месторождения: магматизм против метасоматоза. // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 3. С. 9–22.
10. Bastos Neto A.C., Ferron J.T.M.M., Chauvet A., Chemale Jr F., de Lima E.F., Barbanson L., Costa C.F.M. U–Pb dating of the Madeira Suite and structural control of the albite-enriched granite at Pitinga (Amazonia, Brazil): Evolution of the A-type magmatism and implications for the genesis of the Madeira Sn–Ta–Nb (REE, cryolite) world-class deposit // Precambrian Research. 2014. Vol. 243. P. 181–196.
11. Sharygin V.V., Vladykin N.V. Mineral inclusions in zircon and pyrochlore from cumulate quartz-feldspar rocks, Katugin alkaline granite massif, Transbaikalia, Russia // Alkaline magmatism of the Earth. 2013. GEOKHI RAS, 2013. P. 49–50.
12. Sharygin V.V., Vladykin N.V. Mineralogy of cryolite rocks from Katugin massif, Transbaikalia, Russia // Abstract book of 30th International Conference on “Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism” / eds., Ilbeyli N., Yalcin M.G. Antalya, Turkey, 2014. P. 166–168.
13. Starikova A.E., Sharygin V.V. Ba-dominant fluoroaluminates from the Katugin rare-metal deposit (Transbaikalia, Russia): chemical and Raman data // XXXII International Conference “Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits”, 7-14 August 2015, Apatity, Russia, 2015. P. 129–131.
14. Vasyukova O., Williams-Jones A.E. Fluoride–silicate melt immiscibility and its role in REE ore formation: Evidence from the Strange Lake rare metal deposit, Que’bec-Labrador, Canada // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. Vol. 139. P. 110–130

Т.А. Харченко, М.Г. Валитов

**ПЕТРОФИЗИКА МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВОВ ПОПОВА И
РУССКИЙ (ЗАЛИВ ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)**

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

В рамках изучения структурно-вещественных изменений в зоне сочленения геологических сооружений южного Сихотэ-Алиня с глубоководной котловиной Японского моря, исследуются петрофизические свойства горных пород континентального обрамления и островов залива Петра Великого.

В данной работе приводятся предварительные результаты исследования физических свойств позднепермских магматических комплексов расположенных на островах Попова и Русский.

Острова входят в состав архипелага императрицы Евгении вытянутого от п-ова Муравьева-Амурского в юго-западном направлении. В тектоническом плане указанный архипелаг является морским продолжением Муравьевского горст-антиклинория [2], ограниченного Муравьевским и Артемовским разломами [1, 4]. Основой горст-антиклинория являются купольные структуры гранитного и базитового состава, выделенные по геоморфологическим данным С.М.Тащи (1991 г.) и А.А.Гавриловым [8], а также по геофизическим материалам – С.Н. Кононец (1991 г.).

На о-ве Попова выделяют муравьевский (vP_2m) габбро-диабазовый комплекс и седанкинский (P_2s) гранодиорит-гранитный комплекс [3]. К муравьевскому комплексу относятся лейкократовые габбро (I) (рис.) и меланократовые габброиды (II), выделенные В.Т.Съединым [7]. Габбро первого типа – это лейкократовые, хорошо раскристаллизованные породы, несут на себе следы воздействия гранитоидной магмы, в виде прожилков гранитного вещества. Средние значения плотности и магнитной восприимчивости лейкократовых габбро $\sigma_{cp.} = 2.808 \text{ г/см}^3$, $\chi_{cp.} = 18697 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$, соответственно [3]. Габброиды второго типа на диаграмме распределений находятся правее и выше лейкократовых габбро (рис.). Меланократовым габброидам, соответствуют значения: $\sigma_{cp.} = 2.891 \text{ г/см}^3$, $\chi_{cp.} = 49957 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ [3]. В отличие от габбро первого типа, меланократовые габброиды образуют более обширную группу пород по текстурно-структурным особенностям от мелкозернистого до микрозернистого габбро и долеритов.

Гранодиориты о-ва Попова, относятся ко второй фазе седанкинского гранитного комплекса и характеризуются средними значениями $\sigma_{cp.} = 2.621 \text{ г/см}^3$, $\chi_{cp.} = 15279 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ [3]. Среднезернистые граниты часто несут в себе ксенолиты основных пород (диоритов, габбро), которые, вероятно, являются автоксенолитами (автолитами) и представляют собой продукты глубинной дифференциации исходной гранитной магмы. Лейкограниты, м/з граниты и гранит-порфиры относящиеся, вероятно, к четвертой фазе седанкинского комплекса выделяются низкой магнитной восприимчивостью, средние значения петрофизических характеристик, соответственно, $\sigma_{cp.} = 2.567 \text{ г/см}^3$, $\chi_{cp.} = 247 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ [3].

До недавнего времени на о-ве Русский муравьевский базитовый комплекс не выделялся. Однако в 2015 году, геологом лаборатории «Геологических формаций морского дна» Е.П. Тереховым была найдена дайка базитового (?) состава на о-ве Елены (отделен от о-ва Русский искусственным каналом). Петрофизические свойства отобранных образцов были измерены в лаборатории «Гравиметрии» Харченко Т.А., и не только они. За весь 2015 год было совершено четыре геологических маршрута в разные части о-ва

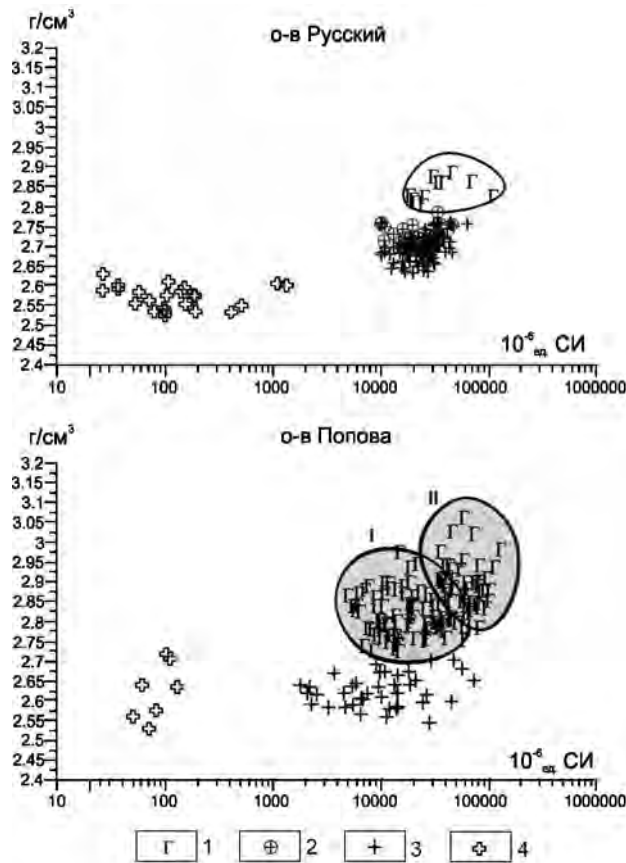


Рисунок. Диаграммы соотношения плотности и магнитной восприимчивости магматических комплексов горных пород островов Русский и Попова.

1– лейкократовое габбро (I), меланократовые габброиды (II), в том числе базиты (?) дайки о-ва Елена vP_2m ; 2– кварцевые диориты, диориты, диорит-порфиры $q\delta_1P_2s$; 3– гранодиориты, граниты $\gamma\delta_2P_2s$; лейкограниты, м/з граниты, гранит-порфиры $l\gamma_3P_2s$.

Русский, в том числе и с геологами В.Т.Съединым и Е.П. Тереховым. Предварительные данные измерений физических свойств (плотности и магнитной восприимчивости) этой коллекции и сравнение комплексов двух островов по физическим характеристикам и приводится авторами в данной работе.

Как следует из рисунка, образцы, отобранные с дайки по петрофизическим характеристикам похожи на меланократовые габброиды муравьевского комплекса о-ва Попова, и имеют средние значения параметров: $\sigma_{cp.} = 2.839 \text{ г/см}^3$, $\chi_{cp.} = 41139 \times 10^{-6} \text{ ед. СИ}$ (рис.). Дайка прорывает владивостокскую вулканогенно-осадочную свиту. На п-ве Муравьева-Амурского образования муравьевского комплекса также прорывают вулканогенную владивостокскую свиту. Можно предположить присутствие подобных базитовых даек (тел) в северо-западной части острова (п-ов Кодратенко), где также выделена владивостокская свита.

Гранитный массив о-ва Русский принято считать петротипом седанкинского комплекса, так как здесь наиболее полно представлены гранитоидные разности всех трех интрузивных фаз [5]. По физическим величинам первые две фазы (кварцевые диориты и гранодиориты) трудно разделить, т.к. многие образцы гранодиоритов содержат ксенолиты диоритов или ксенолиты в различной степени гранитизированных и ороговикованных пород габбро-диабазового комплекса [5], что повышает их плотность. На рисунке авторы отдельным значком показали кварцевые диориты первой фазы. Возможно, именно наличие ксенолитов повлияло на повышение плотности и магнитной восприимчивости ($\sigma_{\text{ср.}} = 2.697 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}} = 26540 \times 10^{-6}$ ед. СИ) гранодиоритов о-ва Русский. Породы третьей фазы (лейкограниты, м/з граниты, гранит-порфиры), так же как и аналогичные породы, на о-ве Попова, характеризуются пониженными значениями магнитной восприимчивости: $\sigma_{\text{ср.}} = 2.569 \text{ г/см}^3$, $\chi_{\text{ср.}} = 236 \times 10^{-6}$ ед. СИ (рис.).

Таким образом, предварительный анализ петрофизических характеристик магматических комплексов о-ва Русский позволяет сделать следующие выводы:

1. На основании собранной представительной коллекции образцов впервые изучены физические свойства (плотность и магнитная восприимчивость) магматических пород острова Русский, а также проведено сравнение петрофизических характеристик магматических комплексов островов Попова и Русский.

2. Отмечается повышение плотности гранодиоритов второй фазы о-ва Русский, относительно гранодиоритов о-ва Попова, за счет нахождения ксенолитов габбро-диабазового комплекса.

3. Высказано предположение о выделении образований муравьевского комплекса на о-ве Русском по результатам сравнения физических характеристик. Образцы, отобранные с дайки о-ва Русский, попадают в область меланократовых габброидов о-ва Попова.

4. Выполненные работы показали необходимость проведения дополнительных исследований магматических пород о-ва Русский. В настоящий момент изучение острова продолжается и пополняется банк петрофизических данных.

Широкое использование геофизических методов в изучении коры окраинных морей (к этой зоне относится юг Приморья) вызывает необходимость систематического и всестороннего исследования физических свойств – объективного количественного отражения состава, структуры, текстуры, условий возникновения и геологической истории горных пород. Знания физических свойств (плотности, магнитной восприимчивости) и их взаимосвязи необходимо при интерпретации результатов гравиметрических и магнитометрических наблюдений, а также для непосредственного решения различных геологических задач.

Полученные петрофизические данные могут быть использованы при структурно-плотностном моделировании, которое позволяет решать проблему структурно-вещественной трансформации земной коры на стыке ее разнородных типов, а также при интерпретации магнитных и гравитационных полей, как островов, так и прилегающей акватории

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. Васильковский Н.П. Строение цоколя шельфа залива Петра Великого // Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. С. 64–81.

3. Кононец С.Н. Съедин В.Т. Харченко Т.А. Валитов М.Г. Изосов Л.А. Типы и физические свойства магматических пород о-ва Попова. (Залив Петра Великого, Японское море) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, №2. С. 39–52
4. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1969. 27 с.
5. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч .II: Интрузивные образования. Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 28 с.
6. Сухин М.В. Методические рекомендации по проведению петрофизических исследований при геологическом картировании. Препринт. Хабаровск, 1980. 68 с.
7. 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). Хабаровск, 2009. С. 232–236.
8. Gavrilov A.A., Bessonova E.A. 2005. The islands of the Peter-the-Great Bay (The Sea of Japan) as a testing area for the integrated geomorphologic and geology-geophysical investigations. Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres: materials of VII Intern. Sympos., Vladivostok, 20–24 September, 2005. Vladivostok: FEB RAS, 2005. P. 110–115

А.А. Черепанов, А.Н. Диденко, Н.В. Бердников, А.В. Штарева

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ
МЕЛЬГИНСКОГО ПРОГИБА**

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

Мельгинский прогиб расположен в пределах Туранского блока Буреинского массива и прослеживается в виде узкой полосы северо-восточного простирания на расстояние более 100 км. Он представляет собой серию тектонических блоков и провесов рифей-палеозойских пород среди верхнепалеозойских гранитоидов. В основании прогиба залегают нижнепротерозойские отложения нятыгранской свиты, которая подразделяется на нижненятыгранскую и верхненятыгранскую подсвиты. В состав нижненятыгранской подсвиты входят слюдяно-кварцевые, кварц-полевошпатовые, слюдяно-полевошпато-кварцевые сланцы, а также редкие пласты амфиболовых сланцев, слюдяных кварцитов и мраморов. Верхненятыгранская подсвита сложена слюдяно-кварцевыми, кварц-графитовыми и сульфид-графитовыми сланцами, кварцитами и известняками. Выше нятыгранской свиты залегает туранская толща рифейских вулканогенно-осадочных образований, которые перекрываются карбонатными отложениями мельгинской свиты (венд) и углисто-глинистыми сланцами и алевролитами чергиленской свиты.

Нами исследованы углеродистые метаосадочные породы верхненятыгранской подсвиты в районе участков Пихтовый и Талибджанский. Это черные, темно-серые сланцеватые породы, образованные чередованием тонких прослоек графитового материала и гидрослюдисто-кварцевых агрегатов. Они тяготеют к нижней части разреза подсвиты, залегая в виде пластов и горизонтов мощностью до 200 м и протяженностью от 0.2 до 4 км. К верхам подсвиты размеры и количество пластов углеродистых сланцев уменьшается. Породы интенсивно складчаты (изоклинальные, опрокинутые, лежащие складки) и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а вблизи интрузий – в эпидот-амфиболитовой фации.

Графит в сланцах присутствует в виде мелких чешуек, пылеобразных скоплений или скрытокристаллической массы. Содержание его в породе составляет 8–10%, в ряде случаев достигая 50–60%. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, определен в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, ответственный исполнитель Т.А. Веливецкая) варьирует в пределах от -22.2 до -27.6‰ при преобладании значений от -26 до -27, что свидетельствует в пользу его биогенной природы.

Среди изученных сланцев по петрографическим особенностям выделяются две группы – филлитовидные и графитовые сланцы. Их формирование происходило в условиях активной континентальной окраины. Область отложения осадков, давших начало филлитовидным сланцам, была приближена к континенту и находилась под значительным влиянием терригенного сноса с областей островодужного вулканизма. В образовании протолита графитовых сланцев большую роль играли процессы пелагического осадконакопления.

Графитовые сланцы, распространенные преимущественно на участке Пихтовый, представляют собой темно-серые до черных мелкозернистые породы, умеренно сланцеватые, с редкими прожилками кварца, секущими сланцеватость. Значительную роль в их составе играют рудные - магнетит, минералы титана, сульфиды. Количество рудных (особенно сульфидов) увеличивается при снижении содержания графита. Сульфиды

отмечаются как в тонко рассеянном состоянии, так и в виде крупных обособлений. Содержание пирротина достигает 80%, пирита – 15–30%, халькопирита – 2%, ковеллина – 2%, сфалерита – 20%, что приближает такие сланцы к колчеданным рудам.

Филлитовидные сланцы распространены преимущественно на участке Талибджанский. Это темно-серые, отчетливо сланцеватые тонкозернистые породы с характерным шелковистым блеском и микроплойчатостью на поверхностях сланцеватости. Они сложены тонкозернистой кварц-альбит-серицитовый массой с пылевидным органическим материалом (графит?) и редкими иголочками рутила. В кварц-альбит-серицитовой массе нередки частично оgranенные зерна пирита размером около 10 мкм. В ряде образцов филлитовидные сланцы несут признаки наложенного метаморфизма и окварцевания. Для них характерно меньшее содержание углерода, более высокие содержания кальция и натрия, пониженные содержания калия и фосфора.

Для филлитовидных сланцев характерны примерно одинаковые с NASC содержания скандия и рубидия, концентрации ванадия, цезия, тория и урана незначительно повышены, а хрома, кобальта, никеля, стронция, циркония, иттрия, ниобия и бария понижены относительно NASC. Сходное распределение этих элементов и в графитовых сланцах, за исключением значительного увеличения содержания кобальта, никеля, стронция и иттрия в образцах, обогащенных PЗЭ.

Распределение редкоземельных элементов (+Y) в филлитовидных и графитовых сланцах различно (рисунок). Филлитовидные сланцы обогащены относительно NASC легкими и средними PЗЭ (La-Tb) и обеднены тяжелыми PЗЭ (Dy-Lu) и иттрием, что характерно для осадков континентальных окраин. Содержания всех PЗЭ в графитовых сланцах понижены относительно NASC, за исключением образцов, обогащенных PЗЭ.

К графитовым сланцам приурочены проявления и месторождения урана, редких металлов [1], отмечаются повышенные содержания меди, золота и платиноидов. Медные и серноколчеданные проявления стратиформного типа ассоциируют с их сульфидизированными разностями. Мощность пластов с сульфидной минерализацией 10–20 м при протяженности от 200 м до 2 км. Содержание Cu составляет 0.4–0.7%. Электронно-микроскопическими исследованиями выявлены агрегаты зерен и пластинки самородной меди, иногда с примесью цинка до 30%. Медная минерализация имеет первично-осадочную природу с последующей переработкой в результате метаморфизма и гидротермальных процессов, связанных со становлением позднепалеозойских интрузивных гранитов.

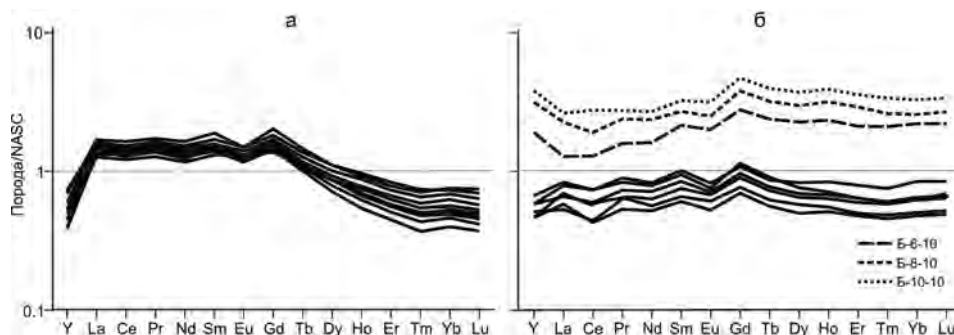


Рисунок. Распределение редкоземельных элементов в филлитовидных (а) и графитовых (б) сланцах верхнеятыгранской подсветы. Пунктиром-обогащенные PЗЭ сланцы.

зий диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формации. Самородная медь, по-видимому, образовалась при восстановлении медьсодержащих сульфидов в присутствии углерода. Значительная мощность и протяженность пластов сульфидизированных графитовых сланцев с серно- и медноколчеданной минерализацией позволяет прогнозировать здесь промышленно перспективный объект.

Благородные металлы представлены золотом и платиноидами. Содержание в них Au по данным ICP-MS анализа обычно не превышает 50–60 мг/т при максимальном значении 112 мг/т. При электронно-микроскопических исследованиях встречены единичные мелкие (первые микроны) включения золота. Установлена незначительная примесь Au в пирите из сульфид-графитовых сланцев. Повышенные содержания

золота характерны для малоуглеродистых филлитовидных разностей и зон тонкопрожилкового окварцевания в сланцах.

Платиноиды довольно широко распространены в углеродистых сланцах и представлены преимущественно Pt и Pd. Ими обогащены пласты мощностью до 50 и более метров при протяженности до 6 км. Платина в сланцах присутствует в форме микровключений самородной Pt с примесью меди. Минеральная форма нахождения Pd не установлена. В филлитовидных сланцах концентрация платины варьирует от 1.63 до 8.96 мг/т при среднем 3.87 мг/т, палладия от 0 до 21.33 мг/т при среднем 3.72 мг/т. В графитовых сланцах платины содержится от 5.57 до 13.48 мг/т при среднем 9.57 мг/т, палладия от 0 до 12.71 мг/т при среднем 4.6 мг/т. Как показано в [4], истинное содержание Pt может быть значительно выше. Наиболее обогащены платиной графитовые сланцы участка Пихтовый.

Для графитовых сланцев верхнеятыгранской подсвиты характерны повышенные до 20–60 г/т, в отдельных пробах до 150 г/т, содержания урана. Филлитовидные разновидности сланцев содержат значительно меньше (5–20 г/т) урана. Концентрирование под воздействием наложенных процессов привело к образованию многочисленных проявлений и небольших месторождений урана в Мельгинском прогибе [1].

Торий в количестве 5–30 г/т относительно равномерно распределен во всех разновидностях сланцев. Он входит в состав минералов урана, редкоземельных фосфатов и является постоянной примесью в монаците.

Методом ICP-MS установлено, что филлитовидные сланцы относительно NASC обогащены легкими и средними, и обеднены тяжелыми РЗЭ, в то время как содержания всех РЗЭ в графитовых сланцах обычно ниже NASC. Исключение составляют образцы графитовых сланцев, отобранные в зоне дробления и гидротермальной проработки пород, концентрации РЗЭ и иттрия в которых резко повышены. Минеральными носителями РЗЭ в сланцах являются редкоземельные фосфаты (ксенотим) и монацит. Фосфаты характерны для графитовых, а монацит для филлитовидных сланцев. Редкоземельные фосфаты образуют мелкие зерна, часто ассоциированные в агрегаты размером до 100 и более мкм, монацит преимущественно встречается в виде отдельных зерен, часто сохраняющих элементы первичной огранки. По сравнению с углеродистыми сланцами кимканской и сутырской толщ, графитовые сланцы верхнеятыгранской подсвиты имеют более высокие содержания РЗЭ, достигающие 600 и более г/т, что превосходит таковые в промышленных рудах апатита Кольского полуострова.

По имеющимся данным можно говорить о двух разновидностях редкоземельной минерализации в изученных сланцах. Первая («иттриевая») развита преимущественно в графитовых сланцах участка Пихтовый и характеризуется преобладанием среди мине-

ралов-носителей РЗЭ итриевых фосфатов диагенетической природы. Вторая («лантан-цериевая») типична для филлитовидных сланцев участка Талибджанский и отличается присутствием кластогенного монацита.

Установлено, что графитовые сланцы верхнеятыгранской подсвиты Мельгинского прогиба содержащие значительные количества РЗЭ и иттрия, могут быть перспективными на обнаружение в них проявлений и месторождений этих элементов. Как показано в [2, 3], обработка графитовых сланцев гидрофторидом аммония позволяет повысить концентрацию РЗЭ в них на 2 и более порядков с последующим получением промышленно значимого продукта. Предварительные эксперименты по сходной методике показали перспективность графитовых сланцев верхнеятыгранской подсвиты для промышленного извлечения редкоземельных элементов и иттрия. В случае разработки на базе этих методов рентабельной технологии обогащения данный тип минерализации может стать промышленным. В этом случае параметры пластов графитовых сланцев и их металлонасыщенность позволяют ожидать выявление в пределах Мельгинского прогиба крупномасштабного оруденения с комплексной многометалльной (+ графит) минерализацией.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Министерства образования и науки Хабаровского края.

Литература

1. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
2. Медков М.А., Крысенко Г.Ф., Эпов Д.Г. Гидрофторид аммония перспективный реагент для комплексной переработки минерального сырья // Вестник ДВО РАН. 2011. № 5. С. 60–65.
3. Ханчук А.И., Молчанов В.П., Медков М.А., Эпов Д.Г. и др. Распределение редкоземельных элементов в процессе обработки высокоуглеродистых пород гидрофторидом аммония // Докл. АН. 2015. Т. 460, № 3. С. 306–309.
4. Черепанов А.А., Бердников Н.В., Гайдашев В.В. Влияние различных методов пробоподготовки на результаты анализа содержания благородных металлов в углеродистых породах Буреинского массива (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 4. С. 79–85.

А.А. Шнайдер¹, Г.В. Ручкин², В.П. Леонов³

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТИ И СОПУТСТВУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ
(РЕДКИХ, УРАНОВЫХ, РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ) НА СТЛАНИКОВОМ
РУДОПРОЯВЛЕНИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

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

²ФГУП ЦНИГРИ МПР РФ г. Москва

³ТФГИ по ДВФО МПР РФ г.Хабаровск

С повышением перспектив суперкрупного Sn-W плутоногенного месторождения Тигриного, увеличением его комплексности благодаря обнаружению редкоземельной и радиоактивной минерализации [7,8] становится важным изучение генетически близких ему Sn-W проявлений Таборного рудного поля. Таким объектом является Стланиковское рудопроявление. Авторами данной статьи здесь в 1986–1987 гг. проведено минералого-геохимическое картирование в масштабе 1:5000. Целью настоящих исследований является оценка перспектив рудоносности и сопутствующих компонентов (редких, U и РЗЭ) на основе минералого-геохимической зональности с использованием структурно-геохимических построений, обработанных по методике Бурдэ Б.И. [2]. Материалом для анализов служили валовые пробы разновременных минеральных ассоциаций, отображающие процессы формирования объекта. Площадь рудного поля Стланиковское, находится в зоне повышенной трещиноватости ороговикованных алевролитов Таухинской свиты и песчаников Ключевской свиты, смятых в складки субширотного простирания K_1 и приурочена к надкупольной части Восточно-Кандоминского массива гранитоидов (рисунок). Через всю площадь проходит рой даек липаритовых порфиров и гранит-порфиров преимущественно северо-западного простирания. К северо-востоку участка кислые дайки сменяются жильными телами. В центральной части роговикового ореола интенсивно проявлена вольфрамоносная грейзеновая минерализация. В 1981–1984 г. группой М.С. Шнайдера уточнены схема последовательности формирования минеральных парагенезисов руд, особенности морфологии и внутреннего строения Центральной рудной зоны Тигриного месторождения, отрисована минералогическая и геохимическая зональность [5]. Важным результатом работ было обнаружение плащеобразной залежи наряду со штокверковой минерализацией, приуроченной к апикальной части купольного выступа гранит-порфирового штока, в которой сосредоточено около 20% запасов оловянно-вольфрамовых руд на месторождении.

Характерной особенностью данного объекта является наличие **кварц-турмалиновой стадии**, отсутствующей на Тигрином, количество турмалина колеблется от 10 до 57 объем. %. Места локализации кварц-турмалиновых брекчий приурочены к вершине г. Стланиковой (рисунок). Кварц-турмалиновые прожилки полосчатого строения развиваются в восточной части рудного поля. Содержание бора в этих турмалинах высокое, более 8.0 %. Эта стадия продуктивна и по олову, содержание которого колеблется от 0.06 до 0.32 объем. %. Температуры гомогенизации кварцев кварц-турмалиновой стадии довольно высоки (до 500°C) и гомогенизируются они в газ, по II типу. Перечисленные особенности свидетельствуют о высокотемпературном пневматолитово-гидротермальном процессе при формировании этой стадии. По-видимому, бор определил наличие этого процесса на Стланиковом рудопроявлении в отличие от Тигриного месторождения. В районе 18 профиля, в центральной части рудного поля, между зонами № 2 и № 3 на

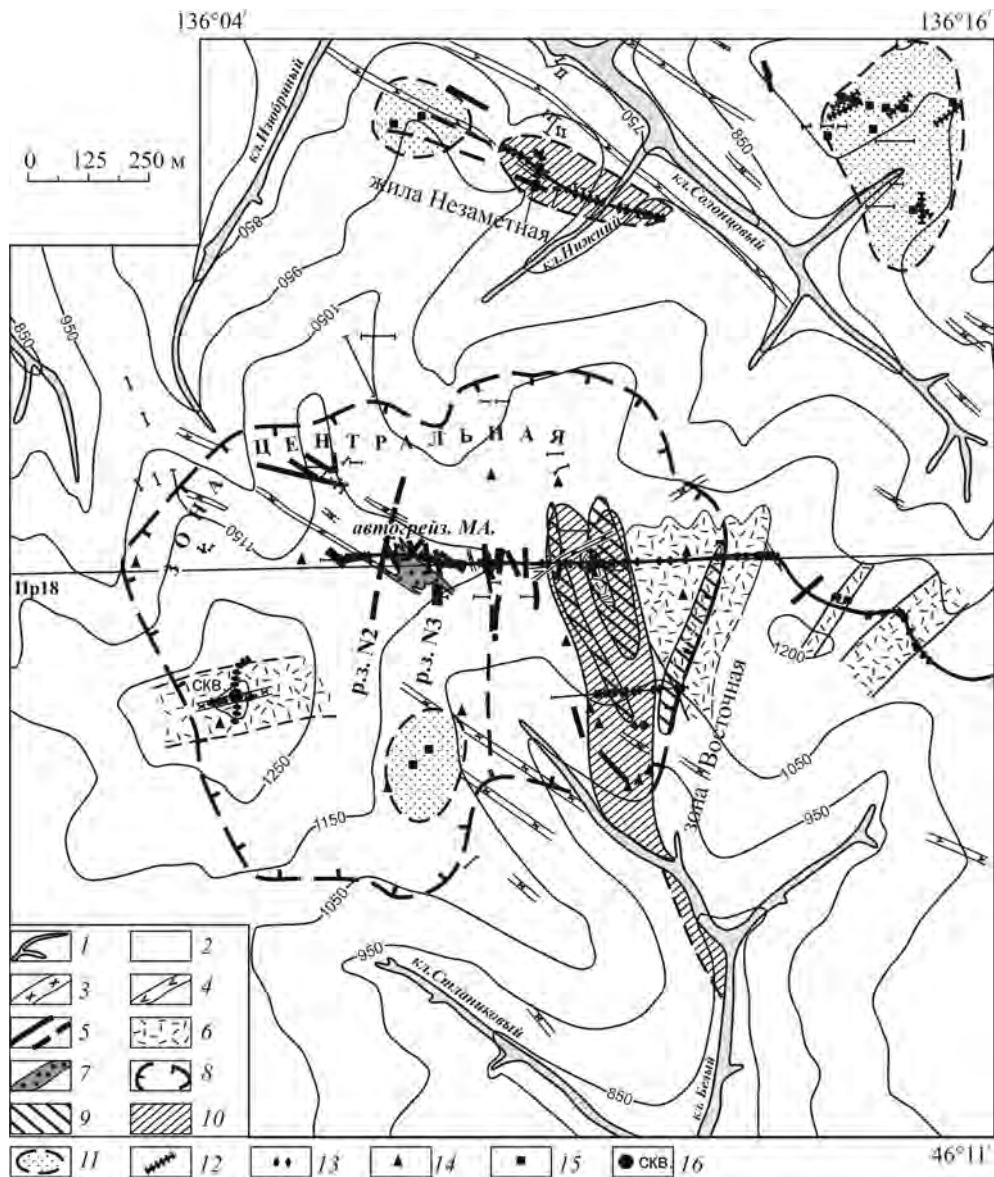


Рисунок. Схема размещения разновременных стадий минералообразования на рудопроявлении Стланиковское (составлено Шнайдер А.А. с использованием материалов Таежной ГРЭ ППГО).

1 – аллювий; 2 – осадочные толщи: песчаники и алевролиты; 3 – дайки липаритовых порфиров и гранит-порфиров; 4 – дайки диоритовых порфиров; 5 – жилы и прожилки с вольфрамовой и оловянной минерализацией. Стадии минералообразования: 6 – кварц-турмалиновая; 7 – автогрейзеновая; 8 – грейзеновая; 9 – кварц-касситеритовая; 10 – существенно арсенипитовая; 11 – хлорит-сульфидная; 12 – минерализованные зоны дробления, брекчий и повышенной трещиноватости с сод. Pb, Zn, As (>0,1%); 13 – точки наблюдений; 14 – штупные пробы ГРП с сод. WO₃ > 0,5%; 15 – пробы с сод. Pb, Zn, As > 0,1%; 16 – скважина.

поверхность выходят дайки липаритовых порфиров, секущие тело гранит-порфиров. Эти гранит-порфиры интенсивно грейзенизированы с обильной вкрапленностью касситерита и вольфрамита. **Грейзена напоминают плащеобразные грейзена Тигриного месторождения.** О морфологии автогрейзеновой стадии и её параметрах пока говорить сложно, так как присутствие ее мы установили по высыпкам оплывших канав, из которых отобрана валовая проба, проанализированная на РЗЭ, на редкие, цветные металлы, уран и торий. Тем не менее, в центральной части рудопроявления канавами прослежено тело интенсивно грейзенизированных гранит-порфиров изометричной формы. Растворы при формировании данной стадии были пневмолитово-гидротермальные, о чем свидетельствуют высокие температуры гомогенизации (до 500 – $\geq 600^{\circ}$ С, гомогенизация проходила по II типу, в газ). По данным ИСП в этой стадии отмечаются повышенные содержания Li, W, Sn, Nb, P, Ti, Rb, Zr, Hf, которые на порядок выше, чем в других стадиях. Характерной особенностью автогрейзеновой стадии здесь являются высокие содержания радиоактивных элементов – Th (92.82г/т) и U (9.05г/т). Сумма радиоактивных элементов составляет 102.87 г/т. Геохимической особенностью автогрейзеновой стадии здесь является повышенные количества всех РЗЭ.

Грейзоновая стадия является самой продуктивной на W и Sn минерализацию. Количество W в отдельных пробах достигает до 80 объем. %. Представлена она разноориентированными прожилками различного минерального состава, секущими роговики, дайки кварцевых порфиров, липаритовых порфиров, образующими штокверк в надкупольной части гранитного штока в Центральной части участка. В срастании с вольфрамитом наблюдается до 50 объем. % касситерита. Геохимической особенностью грейзеновой стадии являются повышенные содержания редких металлов: Li, Be, Rb, Mo, Sn, Cs, Ba, Ta, W, Bi. Содержания радиоактивных элементов низкие, за гранью кларковых содержаний. **Существенно арсенопиритовая стадия** приурочена к Восточной меридиональной структуре в виде жил мощностью до 1 м, секущих роговики. В северной части участка данной стадией сложена жила Незаметная. Осевые части ее выполнены хлорит-сульфидными прожилками, завершающими процесс минералообразования на рудопроявлении. Геохимической особенностью данной стадии являются повышенные содержания Cu и Zn. Содержания радиоактивных и РЗЭ ниже кларковых. Изложенные характерные признаки на Стланиковом рудопроявлении соответствуют крупным оловорудным месторождениям Дальнего Востока, относящимся к касситерит-кварцевой формации [6].

Выводы

1. По генетическим и минералогическим особенностям рудопроявление Стланиковское принадлежит к касситерит-кварцевой формации грейзеновому типу. Процесс формирования его был пульсационный, многоактный при различных РТХ-условиях: выделено 7 стадий минералообразования – молибденит-кварцевая, кварц-турмалиновая, автогрейзеновая, грейзеновая, кварц-касситеритовая, существенно арсенопиритовая и хлорит-сульфидная. Автогрейзеновая стадия на этом объекте выделена нами впервые.

2. Установлена минералогическая зональность: в зоне Центральной проявлена молибденит-кварцевая, кварц-турмалиновая, автогрейзеновая и грейзеновая стадии с Sn-W оруденением. Кварц-касситеритовая и существенно арсенопиритовая ассоциации приурочены к зоне Восточной. Поздняя хлорит-сульфидная ассоциация отдельными пятнами выходит на поверхность в периферических частях рудного поля или выполня-

ет осевые части существенно арсенопиритовых жил. Минералогическая зональность подтверждена данными структурно-геохимических построений: к зоне Центральной приурочены высокотемпературные фации с W, Be, Mo, Sn, As, Bi, которые в обрамлении сменяются низкотемпературной фацией – Cu, в виде кольцевого ореола. Для периферии всего участка характерны Pb и Zn. 3. Подсчитан уровень эрозионного среза оловянной минерализации с помощью метода Н.З. Евзиковой [4]. Расчеты показали: общий размах оловянной минерализации в грейзенах Центральной зоны оценен в 80м, в зоне Восточной – 400м. Неглубокий уровень среза грейзеновой минерализации подтвердили расчеты, выполненные по методу В.Н. Воеводина (по химизму вольфрамитов) [3]. Таким образом, по минералогическим данным (зональности, составу вольфрамитов, кристалломорфологии касситеритов) получены дополнительные сведения о надрудном-верхнерудном уровне эрозионного среза участка рудопроявления Стланиковое. 4. По геохимическим и структурно-геологическим данным произведена оценка прогнозных ресурсов данного рудопроявления по методике Апельцина Ф.Р. [1]. Она соответствует по категории $P_2=0,7$ месторождения Тигриного. Протяженность оруденения на глубину 400м. Соотношение W:Sn = 3:1.5. Для данного объекта наряду с W и Sn установлены следующие типоморфные элементы: P, Ti, Zr, Nb, Hf (в автогрейзеновой стадии); Li, Rb, Mo, Bi, Ta, Cs (в грейзеновой стадии); Cu и Zn (в существенно арсенопиритовой). Наряду с редкими элементами для автогрейзеновой стадии характерны повышенные содержания радиоактивных элементов – Th (до 9,4К) и U (2,3К), а также РЗЭ, Σ TR которых составляет 2515,67. Характерной особенностью является преобладание РЗЭ цериевой группы по сравнению с иттриевой группой. Наличие РЗЭ и радиоактивных элементов повышает комплексность руд при отдельной отработке объекта. Следует обратить на это внимание. 5. Благоприятные обстановки для проведения глубинных поисков скважинами рекомендуем меридиональную структуру — зону Восточную, второй очереди – зону Центральную.

Работа выполнена в рамках Гос.задания ИТиГ ДВО РАН Программы фундаментальных исследований РАН «Дальний Восток» (проект №15–I–2–030).

Литература

1. Апельцин Ф.Р., Лугов С.Ф., Покалов В. Т. и др. Локальное прогнозирование плутогенных месторождений молибдена, вольфрама, олова. М. : Недра, 1985. 244 с.
2. Бурдэ Б.И., Бурова Р.М. Опыт составления крупномасштабной структурно-геохимической карты рудоносного участка в сб. Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений, часть 2. Хабаровск, ДВИМС, 1979. С. 91–94.
3. Воеводин В.Н. Зависимость химического состава вольфрамитов от геологических условий их образования // Геология рудных месторождений. 1980. №4. С. 32–43.
4. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М. Недра, 1984. С. 124–125.
5. Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. и др. Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геология рудных месторождений. 1987. №2. С. 85–88.
6. Шнайдер А.А. Генетические и минералогические особенности крупных месторождений Дальнего Востока России // Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2008.
7. Шнайдер А.А., Авдеев Д.В. Редкометалльные, редкоземельные элементы в оловянных месторождениях разных генетических типов Сихотэ-Алиня // Отечественная геология. 2013. № 6. С. 21–30.
8. Шнайдер А.А., Коновалова Н.С. Минеральные формы нахождения радиоактивных элементов в оловянных месторождениях разных генетических типов на Дальнем Востоке России // Отечественная геология. 2015. № 2. С.19–28.

Ю.П. Юшманов**ЗОЛОТОРУДНЫЕ СТОЛБЫ И ШТОКВЕРКИ АГНИЕ-АФАНАСЬЕВСКОГО И
ПОКРОВСКО-ТРОИЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ**

ФГБУН Институт комплексного анализа и региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Месторождения Агние-Афанасьевское и Покровско-Троицкое расположены на левобережье низовьев реки Амур в 90 км и 220 км севернее с. Киселевка. Россыпное золото здесь известно с 1873 г., рудное – было открыто в начале прошлого века. Месторождения относятся к золотокварцевой малосульфидной формации и размещены в меловых флишеидных толщах, которые интрузируют позднемеловые интрузии кварцевых диоритов, гранодиоритов и многочисленные дайки различного состава нижнеамурского интрузивного комплекса. По запасам это мелкие тонкожилные бонанцевые месторождения, которые были отработаны в первой половине прошлого века. Дальнейшие неоднократные попытки поисков промышленных золотокварцевых жил не давали желаемых результатов.

Выявление рудных столбов – задача первостепенная уже на ранней стадии изучения месторождения. По сохранившейся в архивах редкой геологоразведочной документации на Покровско-Троицком месторождении можно выделить четыре типа рудных столбов. Они образовались при ведущей роли структурных факторов (рис. 1): в секущих структурах блокирования (а); в изогнутых участках сколовых нарушений, раскрывшихся в период рудообразования при перемещении по ним прилегающих блоков пород (б); в трещинах отрыва, оперяющих сколовые разломы (в); участки приоткрывания в приразломных складках волочения (г).

Рудоконтролирующие структуры блокирования распространены широко и свойственны зонам разломов. Рудовмещающие трещины всегда сколового типа, раскрывшиеся в период рудоотложения вблизи поперечных сколовых нарушений (рис.1 а). Как правило, рудные жилы обрываются на блокирующих сколах, притыкаясь к ним. В случае притыкания наблюдаются тупые окончания рудных тел и увеличение мощности или расщепление на несколько ветвей, свидетельствующие о дорудном возрасте смещений. Обычно их амплитуды незначительны (0.1–1 м). Эти участки обогащенные золотом являются рудными столбами, которые круто склоняются на глубину.

Наряду с разрывными структурами в зонах сдвига определенную роль в размещении золотокварцевых жил играют складчатые структуры. На рудных полях выделяются складки трех генераций [2]: северо-восточные складки первой генерации (F_1) с субгоризонтальными осями и вертикальными осевыми поверхностями нарушены системой складок волочения второй генерации (F_2) с пологонаклонной (20–40°) ориентировкой шарниров. Они интерпретируются, как сохранившиеся складчато-надвиговые и взбросо-сдвиговые структуры раннего этапа деформаций на крыльях цилиндрических и изоклиальных складок первой генерации. Наложенная аксоноклиальная складчатость с крутонаклонными шарнирами, достигающими 90°, развита на крыльях складок первой и второй генерации вдоль субвертикально стоящих пластов. Аксоноклинали образуют складки волочения третьего порядка (F_3), связанные с многочисленными внутри- и межпластовыми сдвигами на границе пород разной компетенции.

На Агние-Афанасьевском месторождении, по данным эксплуатационных работ, в замках и на крыльях складок второго и третьего порядка отработаны подковообразные в

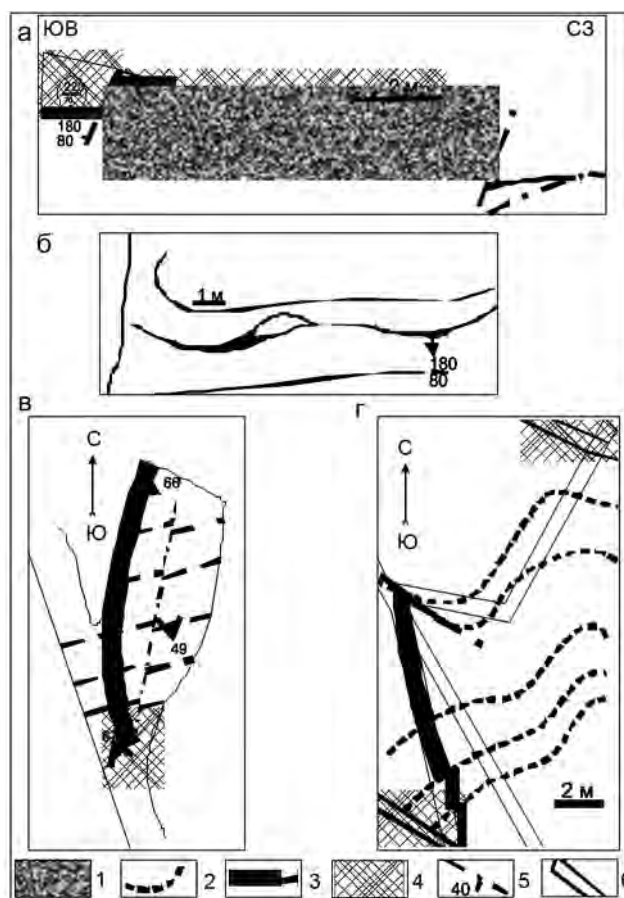


Рис. 1. Типы рудных столбов на Покровско-Троицком месторождении: а – в секущих структурах блокирования, б – в изогнутых участках сколовых нарушений, в – трещине отрыва, оперяющей сколовый разрыв, г – участках приоткрытия в приразломных складках волочения. 1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – рудный кварц; 4 – зоны дробления; 5 – тектонические трещины и элементы залегания; 6 – горные выработки.

плане золотокварцевые жилы (№ 2, № 6, № 4-14). Ориентировка шарниров этих складок совпадает с погружением рудных столбов под углами от $30-40^\circ$ до 60° . К листринговой (пропеллер) структуре S-образного изгиба пластов приурочена жила № 8-8 бис. Именно жилы сложной формы, по данным М.В. Суматова [1], содержали бонанцевую руду. Бывало так, что из 20 кг кварца получалось 4 кг золота. По данным рудничных геологов, обогащенные блоки обрабатывались по простиранию на 50–100 м, по падению в 2–2.5 раза больше. Другие простые и менее протяженные жилы месторождения менее продуктивны. На Покровско-Троицком месторождении короткие жилы образуют штокверки в ядре антиклинали с размахом крыльев более 400 м (рис.2). На суммарной диаграмме слоистости наклоны флишоидов на крыльях северо-восточной складки крутые ($60-70^\circ$). Горными выработками в её ядре вскрыты сопряженные северо-западные, северо-восточные и близширотные зоны скалывания с эшелонированным расположением коротких

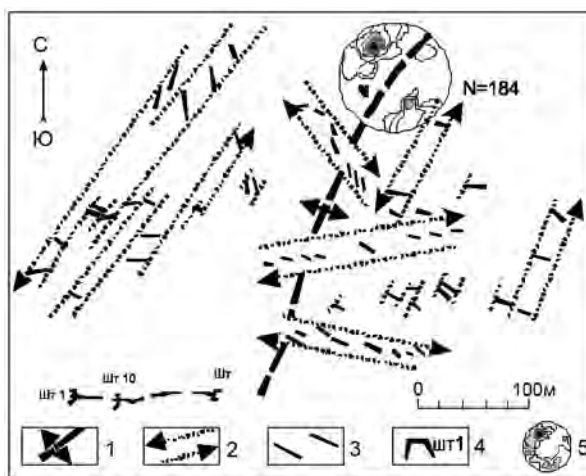


Рис. 2. Зоны скалывания с эшелонированным расположением кварцевых жил в антиклинали участка Троицкий (по материалам геологоразведочных работ 1955 г.).

1 – ось антиклинали в нижнемеловых песчаниках и алевролитах пионерской свиты; 2 – зоны скалывания; 3 – кварцевые жилы; 4 – штольни и их номера; 5 – диаграмма полюсов слоистости: 184 замера.

кварцевых жил, а на крыльях – штокверковые зоны лестничного типа, контролируемые сколами послойного срыва.

Выделяются четыре типа штокверков: в интрузивах, в осадочных породах, в дайках и зонах смятия. Жилы имеют простую и сложную форму. Они смещают дорудные дайки порфиритов и имеют изменчивую мощность из-за пережимов, а при выклинивании часто разветвляются. В штокверковых участках простых жил сгущения кварца закономерно, в виде пятен и неправильных контуров. Мощность жил от 0.1 до 1.2 м, жильно-штокверковых рудных тел до 27.5 м и более. Содержание золота сильно изменчиво (от следов до ураганного). Как правило, золотокварцевые жилы тяготеют к горизонтам черных пиритизированных и рассланцеванных алевролитов и кварцевым диоритам. На Агние-Афанасьевском месторождении на водоразделе р. Пильда и руч. Малый Бори на участке площадью всего 1.2 км² расположен мегаштокверк, в котором пройдено около 100 км штолен. За время эксплуатации на этом участке было добыто 11750 кг золота при селективной выемке богатых рудных тел. Штольнями были вскрыты прожилковые и прожилково-вкрапленные руды в межжильном пространстве и слепые жилы (№ 6; № 40; № 41 и др.). Таким образом, изложенный фактический материал позволяет уверенно прогнозировать на рудных полях и флангах «заброшенных» месторождений Нижнего Приамурья как богатые золотом бонанцевые кварцевые жилы, так и большеобъемные линейные штокверки с бедными рудами, следуя древнему правилу – искать руду возле руды.

Литература

1. Суматов М.В. Рудная геология Афанасьевского месторождения и перспективы расширения его сырьевой баз // Сб. материалов по геологии золота и платины. М., 1948. Вып. 6. С. 14–26.
2. Юшманов Ю.П. Структурно-тектонические закономерности размещения золота в Пильда-Лимурийском районе Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 4. С. 99–109.

Ю.П. Юшманов, А.М. Петрищевский**БЕЛОГОРСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ) :
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ***ФГБУН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан*

Белогорский золоторудный рудный узел находится в северном секторе Восточно Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса (ВСАВП), в Усть-Амурском прогибе в контурах купольного поднятия, расположенного на левобережье нижнего течения р. Амур (рис. 1). Куполообразная форма структуры хорошо выражена в тектоническом (осредненном) рельефе земной поверхности [11] и на геологических картах [5], являясь сателлитом более крупной Нижне-Амурской структуры, проявленной в глубоких срезам Средне-Амурской модели μ_z -параметра [13], в магнитных и гамма-спектрометрических аномалиях [4]. Пространственные параметры Белогорской купольной структуры определены при анализе двух независимых объемных распределений формализованных параметров (Z_0 и μ_z), составленных по результатам обработки мелкомасштабной (рис. 1 а, б) и среднемасштабной (рис. 1 в) гравиметрических карт.

Первая модель обнаружила в Нижнем Приамурье обширное поднятие подкорового вязкого слоя, диагностируемого минимумом μ_z -параметра (рис. 1 а), к флангам которого приурочена большая часть проявлений и месторождений золота, в том числе: Многовершинное, Белая Гора, Бухтянское и Дыльменское. В среднекоревом срезе (рис. 1 б) Белогорский купол проявлен изометричным μ_z -максимумом, к центру и флангам которого приурочена золоторудная и молибденовая минерализация.

В верхнекоревом срезе (рис. 1 в) и разрезах (рис. 1 д) Белогорская купольная структура четко выражена поднятием в центре и окаймляющими его локальными прогибами. По совокупности признаков (рис. 1 б, в) эту структуру можно отнести к типу интрузивно-купольных (ИКС), что находит подтверждение на геологической карте (рис. 1 д). В её своде обнажаются терригенные породы основания интродуцированные гранитами и гранодиоритами Гырманского плутона. Он сопровождается широкими (1.5–3.0 км) ореолами биотит-кордиеритовых, кварц-андалузитовых, кварц-полевошпатовых и биотитовых роговиков. На удалении роговики переходят в неизменные породы. Радиологические датировки Гырманского массива варьируют от 69 млн лет до 90 млн лет для гранодиоритов и от 70 до 86 млн лет для гранитов, также отвечают позднему мелу [7].

На флангах раннемеловой складчатый фундамент перекрыт эффузивами, выполняющими вулканотектонические депрессии с риодацитовым, андезитовым и базальтовым магматизмом, определяющим кольцеобразное положение малых провалов на флангах ИКС. В вулканических комплексах просматривается магматическая зональность: поздне-меловые кислые вулканы (дациты и липариты) в центре обрамляются на периферии палеогеновыми и неогеновыми базальтоидами.

Концентрическое строение Белогорской ИКС с интенсивным магматизмом подчеркивается полиформационной рудной зональностью, проявление которой, по-видимому, зависит от глубины эрозионного среза рудно-магматической системы. Центральная часть Горыманского плутона площадью более 50 км² эродирована и не несет минерализации. В экзоконтакте в ореолах роговиков установлены золотополиметаллические проявления. Все они однотипны золото приурочено к тонким жилам и прожилкам кварцевого, кварц-серицитового состава в минерализованных (кварц-сульфидных) зонах дробления

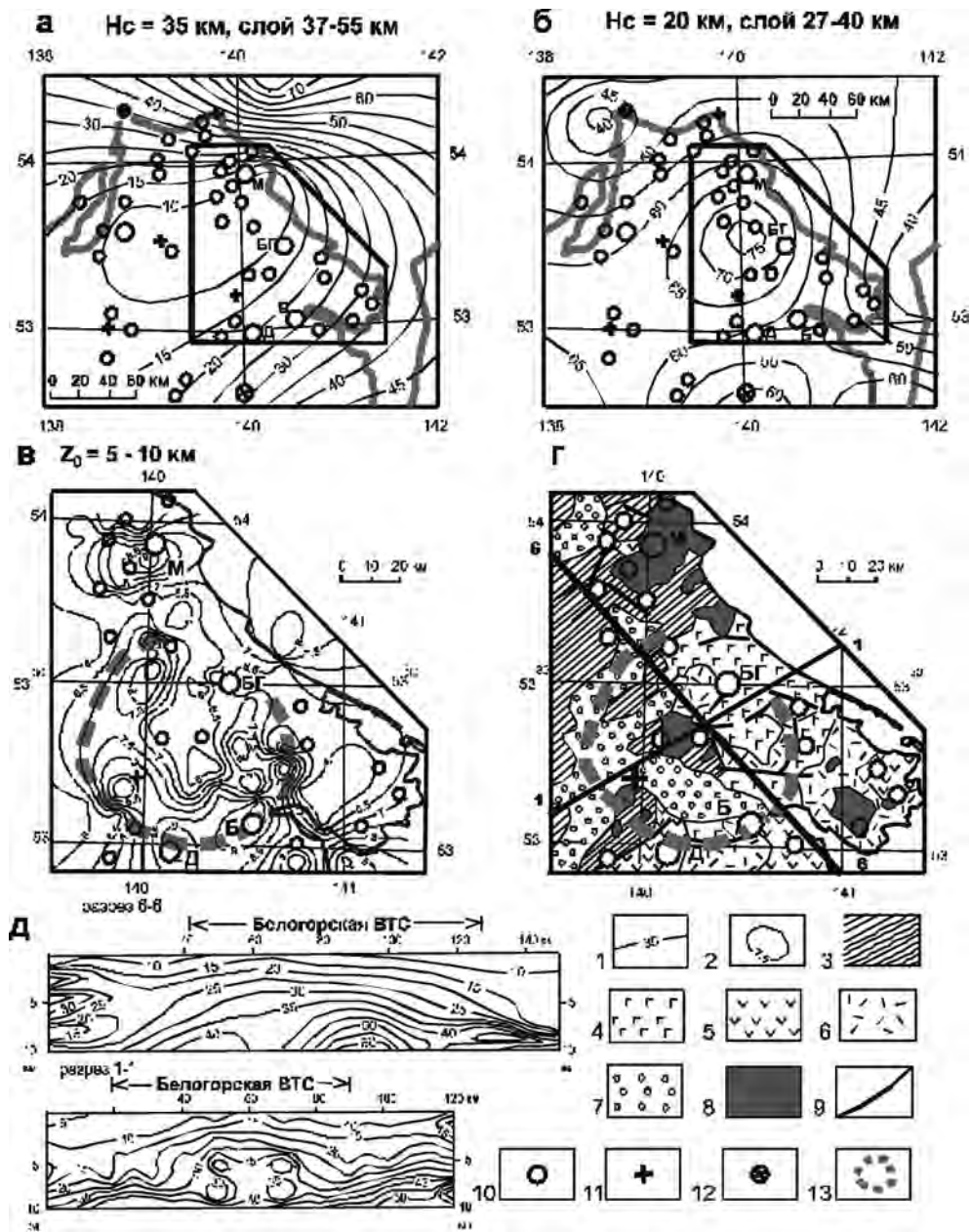


Рис. 1. Карты-срезы (а, б) и разрезы (д) реологических гравитационных моделей; распределение центров плотностных неоднородностей в слое 5–10 км от поверхности (в); геологическая карта Белогорской интрузивно-купольной структуры в Нижнем Приамурье (г)

1–2 — изогипсы mz -параметра (1) и глубин залегания центров аномальных масс (2); 3 — складчатый фундамент Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 4–6 — вулканические комплексы: основного (4), среднего (5) и кислого (6) состава; 7 — позднекайнозойские осадочные отложения; 8 — позднемеловые гранитоиды; 9 — разломы; 10–12 — месторождения и рудопроявления золота (10), молибдена и вольфрама (11), полиметаллов (12); 13 — контур Белогорской ВТС. Месторождения: БГ — Белая Гора, М — Многовершинное, Б — Бухтянское, Д — Дильменское.

[7]. Плутон окаймляют шлиховые ореолы шеелита и вольфрамита. Низкотемпературные эпитермальные Au-Ag месторождения и проявления (Белая Гора, Дыльменское, Бухтянское и др.) расположены на периферии ИКС в сохранившихся сателлитных вулканических постройках. Примером палеогенового оруденения является небольшое Дымленское золотокварцевое месторождение, приуроченное к линейной андезидацитово-вулканоструктуре [8]. В его рудном поле зона кварц-серицитовых метасоматитов (2000 × 260–330 м) вмещает тело кварцитов мощностью до 30 м, кварцевые жилы и кварц-прожилковые зоны со средним содержанием золота 5.5 г/т.

Эпитермальное золотосеребряное месторождение Белая гора локализовано в субвулканических и покровных образованиях палеовулканической постройки олигоценного возраста (8, 9). По гравиметрическим данным и ДЭЗ, на глубине около 1000 м в корневой части палеовулкана выделяется магматическое тело, которое интерпретируется как массив габбро-диоритов или габбро-монзонитов [3]. На картах магнитного поля жерловые отложения характеризуются относительным минимумом, что связано с высокой намагниченностью окружающих базальтов сизиманской толщи.

Конусовидный нект (850 × 750 м) сложен трахидацитами, трахитами и эруптивными брекчиями (колчанский вулканический комплекс), прорывающими прижерловые покровные фации игнимбритов трахидацитов и их туфов колчанской свиты и базальтов сизиманской толщи (рис. 2).

Вулканические породы гидротермально-метасоматически изменены. Наиболее распространены пропицитизированные породы карбонат-хлоритового состава. Кроме них в жерле щитового вулкана встречаются диккитовые, серицитовые, гидрослюдистые и монокварцевые вторичные кварциты, тела кварц-адуляровых и кварц-гидрослюдисто-адуляровых метасоматитов, которые приурочены к нектору, вмещающему промышленную золотосеребряную минерализацию. Радиологические датировки адуляр-кварцевых метасоматитов (K/Ar 5 определений: 22–39 млн лет, среднее – 30.8 млн. лет) отвечает олигоцену [8]. Этот же возраст имеют метасоматиты Бухтянского рудопроявления (K/Ar 7 определений: 25–39 млн лет).

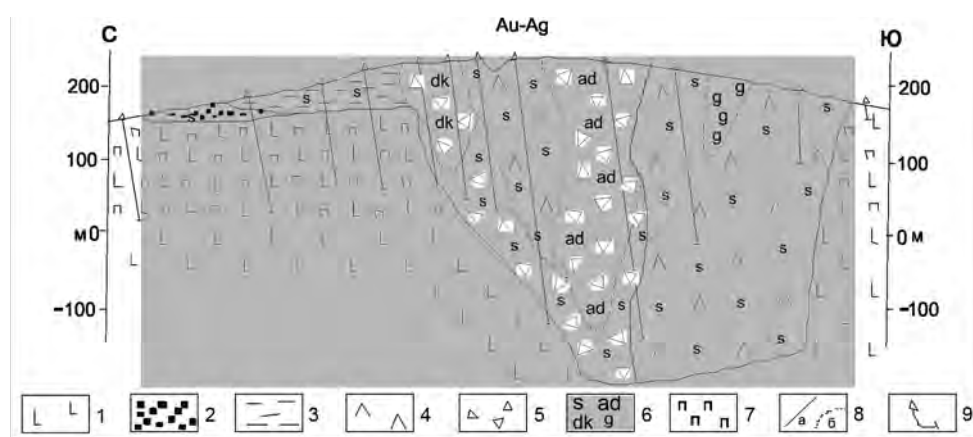


Рис. 2. Геологический разрез эпитермального золотосеребряного месторождения Белая Гора, приуроченного к нектору в жерле щитового палеовулкана, по Э.П. Хохлову (1983 г.).

1 – базальты; 2 – туфы трахитов; 3 – игнимбриты трахитов; 4 – трахидациты; 5 – эруптивные брекчии трахидацитов; 6 – вторичные кварциты серицитовые (s), адуляровые (ad), диккитовые (dk), монокварцевые (g); 7 – пропициты карбонат хлоритовые (n); 8 – границы геологические (а) и метасоматические (б); 9 – скважины.

Гидротермально измененные породы и метасоматиты расположены концентрически-зонально и сопровождаются кольцевыми разломами. В них развиты гнездообразные скопления мелких, часто микроскопических кварцевых, кварц-адуляровых прожилков, с которыми связаны наиболее высокие концентрации золота. Разведано два рудных тела: Штокверковое и Пологое. Штокверковая залежь (площадь 92 тыс. м²) изометричной формы вытянута в северо-восточном направлении. Она продолжается на глубину 312 м, где её нижняя граница не определена [7]. Оруденение крайне неравномерное с локальными гнездами с содержанием Au до 10 г/т, среднее 3.5 г/т. В 200 м к северо-западу от Штокверка расположена Пологая залежь (45.9 тыс. м²) со средней мощностью 9.18 м и средним содержанием Au 5.17 г/т. В экзоконтакте нека в пропилитизированных базальтах сизиманской толщи расположены зоны Огородная, Южная и Заячья. Жильная зона Заячья широтного простирания прожилкового окварцевания и адуляризации мощностью от 2 до 100 м. Она прослежена на 1300 м и представлена зоной скалывания с кулисным расположением рудных гнезд длиной 20–80 м, простирающихся в направлении запад-восток и юго-запад-северо-восток. Разведочными канавами вскрыто гнездо размером 270 × 1.4 м со средним содержанием Au 6.9 г/т. Встречаются и бонанцы с содержанием Au 320 г/т. Вертикальный размах золотого оруденения 60–120 м, по-видимому, обусловлен малыми размерами перебуренных скважинами рудовмещающих кулис. При сбросах в зонах скалывания, как правило, образуется эшелон кулисных разрывов растяжения уходящий на значительную глубину, что необходимо учитывать в процессе дальнейших поисков обогащенных золотом бонанц и рудных столбов.

Руды прожилковые, брекчиевые, брекчиевидные, полосчатые, каркасные, сферолиитидные характерные для близповерхностного оруденения. Состав прожилков кварц, адуляр, гидрослюда, галлузит. Рудные минералы (3%): пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит, аргентит (акантит), пираргирит, стефанит, миаргирит, штрмейрит, касситерит, вольфрамит (гюбнерит), самородное серебро, арсенопирит, самородное золото. Золото в основном мелкое и очень мелкое (0,25 мм и менее). Пробность 522–846 при отношении Au:Ag = 1:0.16–2.26. Содержание Au в руде колеблется от 0.125 г/т до 64 г/т, Ag – до 32.2 г/т [7]. В рудах присутствует Zn (до 0.3 %), V (до 0.06 %), Pb, Cu, Sn, Ni (0.001–0.007 %). На эпитермальных месторождениях Белая гора и Бухтыанское присутствуют не типичных для золоторудных месторождений касситерит, деревянистое олово, вольфрамит [10, 8]. В делювии часто встречаются киноварь, амальгамы золота и серебра. В.В. Ивановым [6] на Бухтыанке установлены «рубашки» молибдена вокруг электрума. Эти «совмещения» В.А. Буряком [1] объясняются телескопированием и регенерацией, т.е. пространственным совмещением различных по генезису и возрасту минеральных ассоциаций; смешением различных растворов – их гибрилизмом.

В северной части Нижне-Амурского рудного района подавляющая часть проявлений и все крупные месторождения золота располагаются в зонах локальных прогибов складчатого фундамента, отображаемых распределением центров плотностных неоднородностей в интервале глубин 5–10 км. Такое размещение месторождений может быть обусловлено большим вертикальным диапазоном рудогенных флюидов, несущих золоторудную минерализацию, и соответствующим увеличенным диапазоном связи рудных месторождений с плотностными неоднородностями земной коры. Из приводимых данных следует, что в результате синрудных или пострудных вертикальных подвижек золоторудная минерализация Нижне-Амурского района сохранилась в опущенных блоках. Известно, что во многих других районах золоторудная минерализация тоже очень

часто тяготеет к прогибам разного ранга [2, 12]. И эта особенность находит подтверждение в формализованных гравитационных моделях Приамурья и Южного Сихотэ-Алиня.

Таким образом, распределения формализованных параметров (рис. 1 а–г) в разрезе Белогорской ИКС и связь с этими распределениями приповерхностной рудной минерализации в очередной раз подтверждают фундаментальную закономерность размещения рудной минерализации на флангах и в центрах очаговых тектономагматических структур. В вертикальном разрезе рудно-магматической системы выделяются две зоны: в цоколе вулканогенного чехла установлены золотополиметаллические проявления, в вулканогенном чехле – золотосеребряные месторождения. В центре Белогорской ИКС предполагается открытие крупного скрытого месторождения золота. Пока же там известны только два рудопроявления – индикатора невоскрытых промышленных рудных тел в терригенном фундаменте (рис.1 в). Повышенный интерес представляет также локальный прогиб на северо-западном фланге структуры, где известны признаки золоторудной минерализации.

Литература

1. Буряк В.А. Основы минералогии золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 261 с.
2. Василевский М.М., Довбня А.В., Некрасова Ж.А. Региональные и локальные закономерности размещения эпitherмальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений. Л., 1970. 58 с.
3. Володькова Т.В. Особенности рудоносных палеовулканических структур Приамурья и вулканов Курил по аэрогеофизическим данным. www.kscnet.ru/ivs/slsecret/75-kvs/Material_conference/art6.pdf (обращение 18.01.2016).
4. Володькова Т.В., Подгорный В.Я. Геолого-геофизическая характеристика горячих точек Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 1. С. 67–82.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1: 2500000. Санкт-Петербург-Благовещенск-Харбин, 1999. МПР РФ: ВСЕГЕИ, Амурский КИП; Мин. геологии и минер. ресурсов КНР: Упр. Геологии и полезных ископ. пров. Хэйлуцзян.
6. Иванов В.В. Самородное золото разнотипных малоглубинных месторождений Нижнего Приамурья // Самородные элементы рудных месторождений Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 153–173.
7. Кайдалов В.А., Новоселов Б.А., Мак Л.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Николаевская, лист N-54-XXI. Объяснительная записка. СПб., 2001.
8. Металлогения Дальнего Востока России / В.И. Сухов, Ю.И. Бакулин, Н.П. Лошак и др. Хабаровск, 2000. 217 с.
9. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
10. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 286 с.
11. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С. Морфотектоника Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 81–83.
12. Эпштейн Ю.Я., Фельдман А.А., Морозова Л.В. Строение вулканотектонических структур и положение в них рудных полей по данным комплексных геолого-геофизических исследований // Геология и разведка. 1985. № 6. С. 47–54.
13. Petrishchevsky A.M., Khomich V.G., Boriskina N.G. Deep metallogenic speciality of lithosphere in Russian Amur Province // Journal of Geoscientific research in Northeast Asian. 2003. Vol. 6, № 2. P. 171–182.

**Yongheng Zhou, Jun Shao, Qingzhong Bao, Dongfang Zhao,
Hongbo Wang, Jing Zhang, Lu Chai, Zhehuan Zhang, Taotao Wu**

**THE MAOLING VEINLET-DISSEMINATED GOLD DEPOSITS IN
LIAONING PROVINCE, CHINA**

Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, CGS, Shenyang, Liaoning, 130034, China

1. Introduction

The Maoling Gold Deposit, which is located in the Gai County, the Liaoning Province of China, was discovered in 1984. To date, more than 30 industrial ore bodies have been delineated and the controlled gold belt is 1700 meters long and 100-200 meters wide. The gold reserve is 25t and average grade is 3.2 g/t [25]. The Maoling Gold Deposit belongs to the Maoling-Wangjiawaizi gold metallogenic belt which is an important large-scale gold metallogenic belt in eastern and southern Liaoning and enjoys a favorable ore-searching prospect [18].

2. Geological setting of mineralization

The Maoling Gold Deposit is located in the paleoproterozoic rift valley that lies along the northern margin of the North China platform [14]. The paleoproterozoic rift valley is a geological body cratonized during the Cambrian which experienced intense conversion of structural magmatic activity. It changed from the oceanic mobile belt to the Cratonic area and from the Cratonic area to the continental mobile belt.

The formation of the rift valley is mainly composed of the Paleoproterozoic Liaohe Group and the Middle Proterozoic Yushulazi Group [15]. The Liaohe Group can be further divided into 5 Formations (in an ascending order): the Langzishan Formation, the Lierryu Formation, the Gaojiayu Formation, the Dashiqiao Formation, and the Gaixian Formation [3]. The Liaohe Group is a suite of volcanic rocks, volcanic sedimentary rock, marine carbonatite, clay rock, and loam rock formation, and it went through greenschist-amphibolite regional metamorphism in the Liaohe tectonic cycle [14] of a very complicated shape. However, the deformation of cap rock has not been developed since the Mesoproterozoic, being non-metamorphic cap rock. The faults in the region are well developed and most of them are deep faults which cut through basement. The EW-, NE- and NNE-trending faults have a large scale, followed by NW- and SN-trending faults.

The rift valley hosts a series of large and middle-scaled gold deposits which are controlled by a number of factors-specific horizons (middle and lower part of the Gaixian Formation and top of the Dashiqiao Formation), lithology, ductile shear deformation and Mesozoic magmatic activity [21]. The Maoling Gold Deposit is located in the southwestern part of the rift valley (Fig. 1), and widely distributed rocks are phyllite and schist of the Gaixian Formation of the Liaohe Group and quartzite and sericitite-phyllite of the Yashulazi Group [16]. The ore-bearing rocks are composed of sericitite-phyllite and chlorite sericitite phyllite of the second member of the Gaixian Formation with a low-grade metamorphic facies and the greenschist facies.

The intrusive rocks are well developed in the area. The main outcrops are Wolongquan and Maoling porphyritic biotite monzonitic granites. These magmatic rocks are derived from the same magma reservoir formed at the same stage of magmatic activity and distributed in different positions of the upper crust. The granite is S-type granite formed by refusion of material from the upper continental crust [10]. Most researchers hold that these granites were

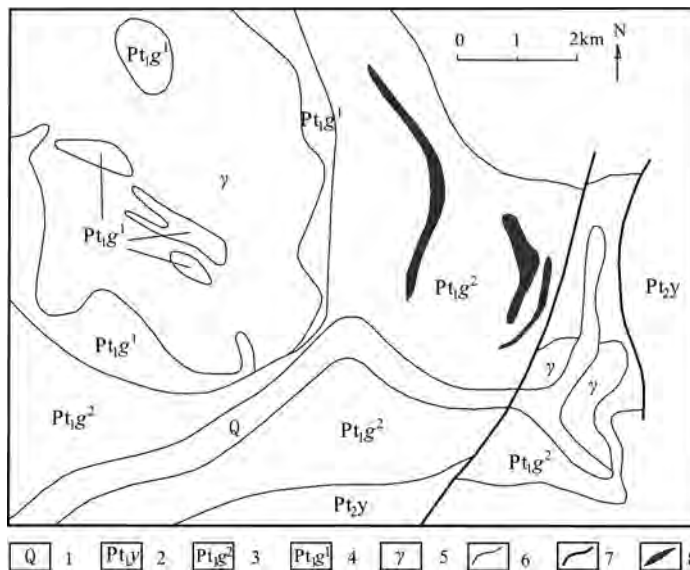


Fig. 2. Mine geological map of the Maoling gold deposit (after Xu, 2010).

1 – Quaternary, 2 – Pt₃ Yongning Formation, 3 – Upper part of Gaixian Formation, 4 – Lower part of Gaixian Formation, 5 – Triassic granite, 6 – Geological boundary, 7 – Fault, 8 – Orebody.

NNE-trending fault zone is composed of several small-scale and parallel compresso-shear faults and fracture systems. The gold ore bodies are all controlled by this NNE-trending fault zone.

The Maoling magmatic rocks are located in the southern part of the mining area, about 1 km away from the ore deposit. They are intrusive contact with the upper part of the Gaixian Formation. The vein rocks are developed in the mining area and are mainly composed of lamprophyre, dioritic porphyrite, granite porphyry, and ivernite. These vein rocks occur in three trends, i.e. NE, NW, and NNE. The NNE-trending vein rock is slightly altered and mineralized while other vein rocks cut through the vein.

The gold ore bodies are composed of gold-bearing quartz veinlet sericite-siliconized phyllite and schist, occurring in the shapes of vein, stratoid and lentoid. The occurrence and shape of the ore body are controlled by NW-trending ductile shear zone and a low-grade fracture [8]. The strike ranges from 286–300° and dip ranges from 56–62°. The ore bodies and country rocks are the gradual transition relations, suggesting that the quartz vein containing pyrrhotite, gold, and arsenopyrite experienced deformation and twist with the country rock of mylonitized phyllite. The ore bodies are distributed in dextral NS-trending en echelon arrangement.

Inside the ore bodies, gold-quartz-sulfide bearing veins are also controlled by ruffled schistosity of the ore-bearing country rocks. At the early stage, the ore-forming hydrothermal solution penetrates and fills the schistosity with metasomatic replacement and curved quartz veinlets are formed. At the late stage, gold-quartz-sulfide bearing veins are controlled by faults. The ore-forming hydrothermal solution fills along the faults and forms straight gold-quartz-sulfide bearing veins.

The useful minerals and ores of the Maoling Gold Deposit are dominated by arsenopyrite and pyrrhotite while wastes are mainly sericite and quartz. Gold occurs in the form of natural gold and electrum with occasionally seen kustelite [12]. Most gold and electrum in the shape of granule and irregular shape occur among mineral crystalline grains or fractures of arsenopyrite, pyrrhotite, and quartz and a minor part is wrapped in the quartz and arsenopyrite. The arsenopyrite, the main carrier of gold in the deposit, accounts for over 50 % of sulfide

[12]. The mineralization of gold and mineralization of arsenopyrite are related. The rock with more arsenopyrite has more gold [16].

The mineralization of the Maoling Gold Deposit can be divided into several stages. According to the cutting relationship, it can be divided into four stages: the first stage is about alteration of sparsely distributed pyrrhotite, arsenopyrite and silicification. The second stage is about curved pyrrhotite and arsenopyrite quartz vein. The third stage is about band-shaped thick disseminated arsenopyrite quartz vein. The fourth stage is about polymetallic sulfide quartz vein. The second stage is the main stage of mineralization.

The alteration of country rock of the Maoling Gold Deposit is mainly silicification and sericitization, followed by chloritization, biotitization and carbonatation.

4. Genesis

There are still substantial divergences of opinion in terms of genesis and age of mineralization as well as the complexity of the deposit structure and mineralization. Since the deposit is close to Mesozoic Maoling granite, Kong Fanhua, Chen Changyong, and Wang Wenqing et. al. hold that the mineralization of the Maoling Gold Deposit occurred in the Mesozoic, which was controlled by Mesozoic magmatic activity [8, 1, 21]. Based on the shape and structure of the ore body and deposit, Dai Lijun and Li Xingguo infer that the mineralization occurred under the Paleoproterozoic alteration and shear action [2, 9].

Qu Zhongsheng holds that gold-rich clastic rocks of the Gaixian Formation of the Liaohé Group are the source rocks of the Maoling Gold Deposit [16]. The average gold abundance in the mining area is 1.7×10^{-6} with the highest value of 500×10^{-6} . Dai Lijun and Huang Haibo et. al. put forward that the average $\delta^{34}\text{S}$ of sulfide is between 8.09–8.7 ‰ and the range is 2.7–3.26 ‰ [2,4]. It is held that the average $\delta^{34}\text{S}$ of the Maoling Gold Deposit differs from not only the Archean greenstone belt type gold deposit ($X\delta^{34}\text{S} = 3.1 \text{ ‰} \pm 7.0 \text{ ‰}$), but also the magma-hydrothermal gold deposit ($X\delta^{34}\text{S} = 5 \text{ ‰} \sim 6 \text{ ‰}$), the sulfur isotope characteristic of the gold deposit is rich in ^{34}S (Table), similar to the sulfur isotope composition of the entire Gaixian Formation. Therefore, Dai and Huang hold that minerals of the Maoling Gold Deposit are derived from the Maoling Formation.

Table. Sulfur isotope elements ratio of different types of sources

The $\delta^{34}\text{S}$ of source	The range of $\delta^{34}\text{S}$ (‰)	The average
Maoling gold deposit	+8.09~+8.7	+8.4
Gaixian formation	+5.2~+10	+7.6
The archean greenstone belt gold deposit	-3.9~+10.1	+3.1
Magmatic hydrothermal genesis gold deposit	+1.5~+11.5	+6

According to the test conducted by Luan Shiwei, the Co/Ni ratio of pyrite of the Maoling Gold Deposit is less than 1 and the Sb/Ag ratio of salenite is over 1. This suggests that the sulfide in the deposit is characterized by sedimentary deposit.

Yu Gang holds that arsenopyrite and gold mineralization are closely associated [23]. The test shows that the isochron age of 6 arsenopyrite samples is 2316 ± 140 Ma [23], which indicates that gold mineralization of the Maoling Gold Deposit occurred in the Paleoproterozoic. The initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ of isochron is 1.32 ± 0.48 , which is obviously higher than the range of Os isotope ratios in the mantle (Fig. 3), which indicates that the mineral is derived from the crust.

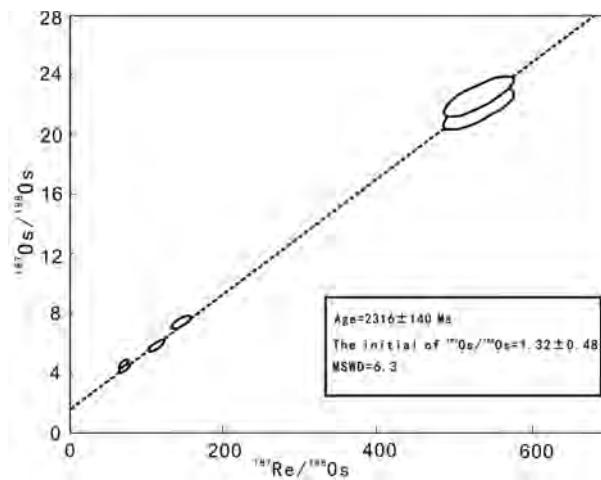


Fig. 3. The Re-Os isochron diagram of arsenopyrite of the Maoling gold deposit (modified from Yu et al, 2005).

This verifies a previous view that the main material source of the Maoling Gold Deposit is the crust and the possible source is the Gaixian Formation of the Liaohe Group [21, 15, 4, 12, 15].

The Maoling Gold Deposit is hosted in the second member of the Gaixian Formation and is in the same period with the early structure of the Liaohe Group (S1 foliation) [15]. The mineralization of the Gaixian Formation is earlier than, or close to that of the Maoling Gold Deposit.

According to Sun Baoliang et al., the range of lead isotope is $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.8733\text{--}17.1029$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.2889\text{--}15.4144$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.3116\text{--}37.1379$, the model age is 1624.71–1722.05 Ma [19]. This basically matches with the lead isotope composition of phyllite of the Gaixian Formation ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.0800$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5599$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.3212$), which indicates that the lead source is closely related to the Gaixian Formation. The extremely low content of U and Th in lead-bearing mineral and unobvious growth effect of lead isotope indicate that the lead content of useful mineral is the original one and lead may be from the crust [17].

Based on the analysis of 7 arsenopyrite and pyrite samples from gold-bearing quartz vein of the Maoling Gold Deposit, Zhang Keqing put forward that the average model age of lead isotope is 1635 Ma [24], which is the age of mineralization and equivalent to the age of metamorphism of the Gaixian Formation (1 600–1 900 Ma) [12].

Liu Hui et al. also conducted research on hydrogen and oxygen isotopes. The variation range of $\delta^{18}\text{O}$ ‰ in the metamorphic quartz vein (+5.136 ‰ ÷ +9.39 ‰) is close to the variation range of that in quartz of ores. It shows that they are all derived from the common material system [12]. In terms of δD , the δD of inclusion filling of the metamorphic quartz vein of the formation ranges from -111.235 ‰ to -122.737 ‰ and δD of quartz inclusion filling of ores ranges from -94.301 ‰ to -168.094 ‰ and δD of quartz inclusion filling of the rock body ranges from -77.9 ‰ to -78.3 ‰. Therefore, the δD of quartz inclusion filling of ores is similar to that of the formation but differs a lot from that of the rock body (Fig. 4). Therefore, the ore-forming solution is the metamorphic-hydrothermal solution and has no strong relationship with superposition of the Maoling rock body.

Liu Hui, Wei Junhao et al. studied quartz inclusions [12, 22]. The results show that the temperature variation ranges from 150–390 and the main temperature is concentrated in

250–380, basically in the mesothermal range (Fig. 5). Salinity is 5.9–9.5 (wt %) (Fig. 6) and the corresponding homogeneous pressure is 656×10^5 – 1310×10^5 Pa, and pH is 6–6.3 [7]. However, the content of K^+ , Na^+ , and Ca^+ in fluid inclusions of the Maoling Gold Deposit and low ratio of SO_4^{2-}/Cl^- (0.11–0.25), Cl^-/F^- ratio for 4.65–27.15 show that the ore-forming hydrothermal solution has characteristics of groundwater mixed with the magmatic hydrothermal solution which is a major part of the ore-forming hydrothermal solution [5, 6].

5. Conclusions

To sum up, the Maoling Gold Deposit is formed due to metamorphism in the Paleoproterozoic metamorphic Gaixian Formation. It is veinlet-disseminated type gold deposit which enrichment is affected by Mesozoic magmatism.

Combined with previous views, the causes and modes are as follows.

(1) As early as the beginning of the Paleoproterozoic, after the stage of the Liaoji rift forming. This is the early Maoling Gold Deposit existence of mine stratum which deposited in the Rift by submarine pyroclastic and Archean weathering products that formed a set of

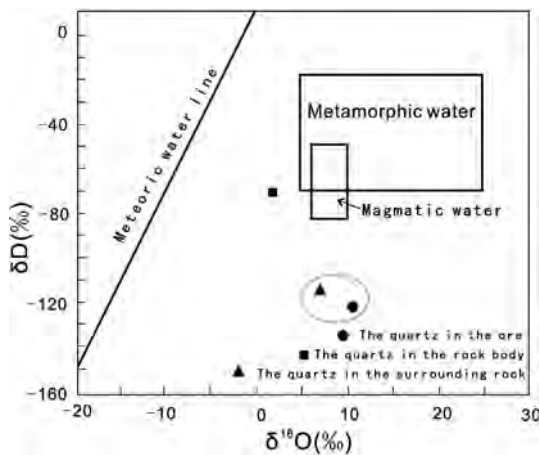


Fig. 4. Plot of δD – $\delta^{18}O$ of liquid inclusion water from auriferous quartz vein in the Maoling gold deposit (modified from Taylor, 1974 [20]).

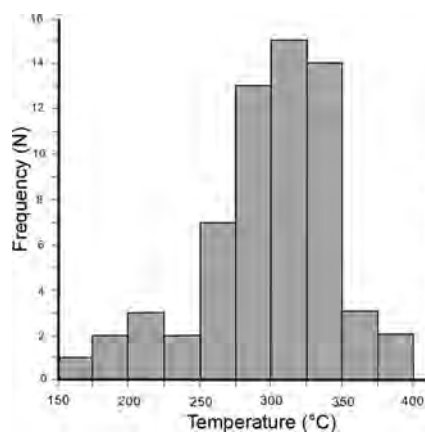


Fig. 5. Histograms showing homogenization temperature.

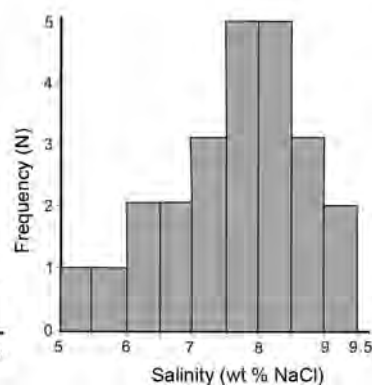


Fig. 6 Histograms showing salinity of ore-forming fluid of the Maoling gold deposit.

gold-bearing volcanic-clay deposits, and the construction of marine carbonates which formations are named the Gaixian Formation and the Dashiqiao Formation of Liaohe Series.

(2) In the Late Paleoproterozoic, Liaohe series sedimentary rocks subjected to regional metamorphism during the Luliang Movement. In this process of metamorphism, ore-forming materials leached out from the metamorphic sedimentary rocks and migrated to favorable place and formed the gold deposit.

(3) Mesozoic with strong tectonic magmatic activity. It prompted magmatic hydrothermal activity to gold deposit transformation and enrichment (Maoling Gold Deposit). At the same time, magmatic hydrothermal leaching and extraction prompted the Gaixian Formation of gold minerals activation. To carry to the favorable position to form new deposits (Wang jia wei zi Gold Mines)

(4) The Maoling Gold Deposit complex genesis is Common additive effect of regional metamorphism and magmatism. Leading to the formation of large gold deposits.

References

1. Chen C.Y. The gold deposit types and metallogenic series on the northern borderland of north china massif / *Laoning Geology*, 3(1998), pp. 214–221.
2. Dai L.J. Found of Maoling gold deposit impact on prospecting in southern Liaoning / *Gold Geological Science and Technology*, 2(1989), pp. 62–64.
3. Fang R.H., He S.S., Fu D.B. Nonferrous metal deposits of Paleoproterozoic rift in Liaodong-Jinan, Nonferrous metal deposits in the northern margin of the North China Craton and its adjacent areas. Beijing / *Geological Publishing House*(1994), pp. 54–109.
4. Huang H.B., Kang Zh.Y., Wen X.C. Geology and genesis of Wolongquan gold deposit in Liaoning / *Contributions To Geology and Mineral Resources Research*, 20(S)(2005), pp. 71–74.
5. Jia B. Hydrothermal ore-forming solution of some gold deposits in southern Liaoning studied with fluid inclusion / *Journal of Precious Metallic Geology*, 2(1993), pp. 9–18.
6. Jia B. Feature of lead, hydrogen, oxygen isotope and source of mineralization hydrothermal solution of some gold deposits in Yingkou of southern Liaoning / *Journal of Precious Metallic Geology*, 4(1995), pp. 13–19.
7. Jin C.ZH., Liu H., Zhang W.K. Typomorphlc Characteristics and Formation Conditions of Quartz in the Maoling Gold Deposit / *Liaoning Province Geology and Prospecting*, 27(1991), pp. 24–28.
8. Kong F.H., Hao Q.X. Genetic mechanism of Maoling gold in Gaixian / *Geological Proceedings of Liaoning Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources*, 5(1990), pp. 71–76.
9. Li X.G. Discussion on metallogenic conditions and enrichment rules of Maoling gold deposit / *Geological Proceedings of Liaoning Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources*, 4(1989), pp. 144–148.
10. Li C.M., Fang Q.W., Zeng F.R. Origin of Maoling Granite and its Relationship with Maoling Gold Deposits / *Journal of Shenyang Institute of Gold Technology*, 13(1994), pp. 209–214.
11. Liu B., Yu C.T. Genesis and gold content of Mesozoic granitoid in Yingkou district Liaoning province / *Journal of precious metallic geology*, 2(1993), pp. 118–126.
12. Liu H., Jin C.ZH., Guan G.Y. A mechanism study on the source of mlnerogenic material and the activation transportation and concentration of gold in Maoling gold deposit / *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 5(1990), pp. 57–68.
13. Lu X.P., Wu F.Y., Lin J.Q. Geochronological successions of the early Precambrian granitic magmatism in southern Liaodong peninsula and its constraints on tectonic evolution of the north China craton / *Chinese Journal of Geology*, 39(2004), pp. 123–138.
14. Luo H., Li J.J. Geological features of Au, Ag, Pb, Zn, Cu and Co ore deposits and its forming conditions in eastern region of Liaoning Province, China / *Progress in Precambrian Research*, 25(2002), pp. 240–245 (in Chinese with English abstract).
15. Qiu X.P. Evolution Features of Metallogenic Structure in Maoling Gold Deposit / *Mineral Deposits*, 23(2004), pp. 198–205.
16. Qu, Z.S. Discussion on metallogenic conditions of Maoling gold deposit/ *Geological Proceedings of Liaoning Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources*, 4(1989), pp. 141–143

17. Shen W.ZH. Stable isotope geochemistry. Beijing / Atomic Energy Press(1987), pp. 346–383.
18. Song J.C., Hu T.J., Wang E.D., Jia S.S. A comparison of metallogenic conditions between two sides of Yalu River and its inspiration to future ore-prospecting in Liaodong area / Mineral Deposits, 28(2009), pp. 449–461.
19. Sun B.L., Jin C.ZH., Cui W.L. Geochemical characteristics of lead isotope in Maoling-Wangjiawaizi gold metallogenic belt / Liaoning Geology, 4(2000), pp. 259–262.
20. Taylor HP The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition / Econ. Geol., 69(1974), pp. 843–883.
21. Wang W.Q., Qu Y.J. Geological characteristics and metallogenic models of gold deposits of paleoproterozoic in east Liaoning province / Liaoning Geology, 17(2000), pp. 161–172.
22. Wei J.H., Li J.F., Liu T.X. Fluid inclusion features and the significance to gold exploration in southern Liaoning / Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 13(1998), pp. 33–39.
23. Yu G., Yang G., Chen J.F., Qu W.J., Du A.D., He W. Re-Os age and geological significance of auriferous arsenopyrite of Maoling gold deposit in the Liaodong area / Chinese Science Bulletin, 50(2005), pp. 1248–1252.
24. Zhang K.Q., Wei J.H., Yang Y. Lead isotopic studies of gold deposits in southern / Liaoning Gold Geology, 6(2000), pp. 52–56.
25. Zhou, T.H., Goldfarb, R. J., Phillips, G.N. Tectonics and distribution of gold deposits in China an overview / Mineralium Deposita, 37(2002), pp. 249–282.

РАЗДЕЛ III

СЕЙСМОЛОГИЯ, СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

А.А. Борисова, Д.Ю. Малеев

**ЗАВИСИМОСТЬ МАКСИМАЛЬНОЙ МАГНИТУДЫ ОТ
ВОЗРАСТА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА НА ПРИМЕРЕ
ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНСКОГО РАЗЛОМА**

Дальневосточный государственный университет путей сообщения, г. Хабаровск

Ведение

В настоящее время развивается две теории: тесной связи максимальной силы землетрясения и длиной активизированного линеамента [1] и концепция дифференцированной оценки потенциальной сейсмичности отдельных частей протяженных разломов. [2] Если максимальная сила землетрясения связана с длиной линеамента, то такое землетрясение может произойти на его любом участке. Но разлом проходит по кристаллическому фундаменту разного возраста, что говорит о необходимости рассматривать отдельные части разлома. Необоснованная экстраполяция предельной силы землетрясения на всю длину структуры может привести к увеличению материальных затрат на применение антисейсмических мероприятий. Затронутые вопросы рассмотрим на примере Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

Район исследований

Центрально-Сихотэ-Алинский региональный разлом, протяженностью 900 км и шириной до 40 км, ориентирован в целом в ССВ направлении. Сихотэ-Алинский разлом сейсмоактивен на всем протяжении, и нам предоставляется возможность рассмотреть связь предельной силы землетрясений со структурой фундамента и длиной разлома.

Протягиваясь с севера на северо-восток он пересекает Японо-Корейскую плиту на юге и Аннойский блок мантии на севере. Соотношение структур древнейшего фундамента и разломной системы позволяет считать, что возраст его заложения относится к позднему палеозою–раннему мезозою.

Сейсмичность

В действительности Сихотэ-Алинский разлом представляет собой спокойную зону молодого субстрата, на всем протяжении «отстрелянную» слабыми землетрясениями. Для оценки сейсмичности района выбраны землетрясения, произошедшие с 1962 г. Несмотря на то, что большинство землетрясений (87 %) с $M \leq 3$, так же отмечаются сильные землетрясения. Следует отметить события, произошедшие в 1971 г. ($M = 4.1$) и 1996 г. ($M = 5.2$) Такие землетрясения, приуроченные к протяженному линеamentу, представляются одним из неблагоприятнейших природных факторов. Экстраполяция 5 – бальных землетрясений на весь линеament может привести к неоправданному выделению сейсмически опасных районов и к увеличению себестоимости проектируемых и строящихся объектов за счет применения антисейсмических мероприятий.

Результаты

Энергетический уровень землетрясений существенно зависит от структуры земной коры и ее прочностных свойств при прочих равных условиях [3]. То есть, можно предполагать: чем моложе возраст складчатого фундамента, тем больше вероятность снятия

тектонических свойств вмещающих пород. Для более представительной аргументации этого положения была проведена выборка эпицентров землетрясений с оценкой их магнитуд и одновременной датировкой возраста фундамента в млрд лет.

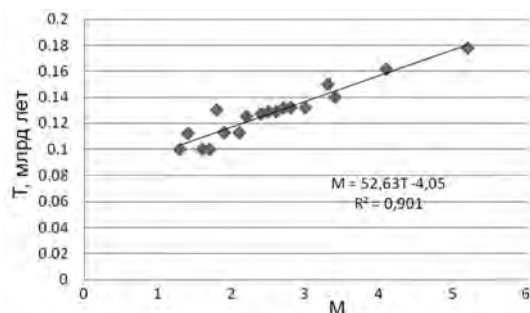


Рис 1. График соотношения магнитуды землетрясений (M) и возраста фундамента (T) Центральной Сихотэ-Алинской зоны.

Получено уравнение регрессии вида $M = 52,63T - 4,05$, при коэффициенте корреляции $r = 0,901$. Для сравнения приведены уравнения для Монголо – Охотского и Танлу-Курского сейсмоактивных региональных линеаментов с уравнениями $M = 9,95T + 2,58$ и $M = 0,848T + 5,49$ [3].

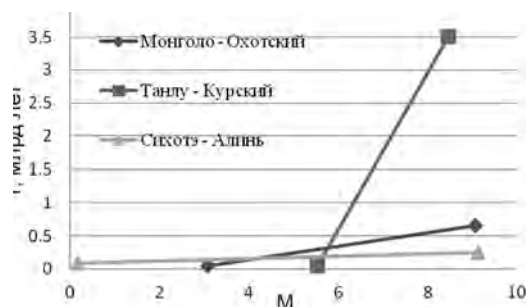


Рис 2. Сводный график соотношения магнитуды сильных землетрясений и возраста фундамента.

Вывод

При сравнение 3-х графиков видно, что в зависимости от возраста кристаллического фундамента растет значение максимальной магнитуды, наблюдаемой на разломе. Необходимо учитывать не столько протяженность всего линеамента, сколько возраст фундамента, сквозь который он простирается.

Литература

1. Шебалин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений // Физика земли. 1971. № 6. С. 12–17.
2. Солоненко В.П. Сейсмология, геофизические поля Монголо-Охотского сейсмического пояса и проблемы прогноза землетрясений // Геология и геофизика. 1986. № 2. С. 26–34.
3. В.В. Николаев. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск, 1989.

А.В. Викулин

РЕИДНАЯ ТЕКТОНИКА

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Волновая геодинамика. Применение теоремы Эйлера и, как следствие, использование концепции «сила» привело к тому, что уравнения движения и «твердой» земной коры и литосферы, и вязкой астеносферы в механических моделях в рамках тектоники плит записаны в инерциальной, неврашающейся системе координат. Что представляется странным, поскольку Земля является вращающейся планетой; с физической точки зрения такой «инерционный» подход к задачам геодинамики является очевидным «промахом». При этом авторы многочисленных физико-математических тектонических моделей даже не утруждают себя хоть как-то пояснить, почему в уравнениях движения и «твердых» земной коры и литосферы и вязкой астеносферы отсутствуют соответствующие ротационные члены, которые должны описывать компоненты движения, ответственные за вращение планеты. Очевидно, что такое «пренебрежение» физическими и геодинамическими условиями задачи является следствием применения в тектонике плит теоремы Эйлера и вытекающей из нее концепции «сила».

В «инерционном», по сути линейном, приближении характерные скорости геодинамического процесса должны были быть равными или близкими скоростям сейсмических волн в Земле. Однако характерные значения скоростей геодинамических движений, как известно [1], по своей величине на много порядков меньше. В тектонике плит такая ситуация исправляется «искусственным» образом – путем построения таких моделирующих геодинамические движения нелинейных уравнений, значения характерных скоростей которых по порядку величины оказываются близкими геодинамическим скоростям, что при большой неточности наших знаний параметров геосреды практически всегда оказывается возможным осуществить.

При этом, вероятно, исследователи-геологи полагают, что и природа нелинейностей в используемых при моделировании геодинамических движений уравнениях и их величины должны совпадать или являться близкими таким же нелинейностям, которые характерны и для геологической среды. Это далеко не очевидно и требует самого тщательного физико-геодинамического анализа. Действительно, как нелинейность геологической среды или нелинейность геодинамического процесса характеризуются (определяются количественно) параметрами: нелинейных волн В.М. Эльзассера, «изгибом литосферы» и «микроструктурными деформациями» В.Н. Николаевского и другими такого рода эффектами, используемыми другими авторами при составлении соответствующих нелинейных модельных уравнений?

Такой «безадресный» и абстрактный подход не подтверждается никакими физико-математическими и геодинамическими данными. Для объяснения такого «совпадения» между физически объяснимой нелинейностью геологической среды и/или геодинамического процесса, с одной стороны, и математической нелинейностью используемого при анализе математического уравнения – с другой, авторами не приводится никаких физических, математических и геодинамических данных. Более того, в тектонике плит в последнее время уже сложилась несколько необычная для науки ситуация. А именно, вместо изучения свойств геологической среды, выявленных самими же геологами – реидности, энергонасыщенности и способности двигаться вихревым образом, исследователи-геологи начинают обсуждать далекие от них понятия и представления,

типа фрактальности, нелинейности, бифуркации, аттракторы и т.п., занимаясь, по сути, философией вдали от проблем, стоящих перед геологией, тектоникой плит и волновой геодинамикой [3–5].

Свойства геосреды. Такие свойства геосреды, как энергонасыщенность, реид-ность и способность образовывать так называемые вихревые геологические структуры, выявленные самими же геологами, в рамках тектоники плит не могут найти своего объяснения, и, видимо, по этой причине ее последователями, как правило, и не рассматриваются и не анализируются. Нелинейные свойства геосреды, выявленные геофизиками, геологами тоже практически не анализируются и используются, по сути, на «бытовом уровне» [3].

Нелинейность. В 1970–1980 гг. произошел коренной пересмотр представлений о свойствах горной породы, трудами М.А. Садовского и его школы было сформулировано понятие блоковой геосреды, лежащее в основе нелинейной геофизики и, в частности, нелинейной сейсмологии. В основе такого понятия был заложен ряд принципов, одним из основных является: развитие волновых и неволновых процессов происходит по нелинейным законам, физическая нелинейность – фундаментальное свойство геосреды; геофизические поля взаимодействуют между собой, это взаимодействие чаще всего происходит нелинейно.

Проблема нелинейности в геодинамике подробно обсуждалась в работах [3, 7]. Кратко суть проблемы сводится к следующему. Понятие нелинейности в науку пришло из физики, где каждая нелинейность (их много и все они имеют разную природу) строго количественно определена соответствующим членом уравнения движения среды или ее состояния. В геодинамике же этот термин используется, как правило, совершенно произвольно и каждый исследователь часто в него вкладывает свой смысл, который никак не конкретизирует.

Понятия геофизической и геологической сред существенно отличаются друг от друга характерными временами протекающих в них процессов. Относительно как природы нелинейности геофизической среды, определяемой ее физическими и структурными свойствами, так и ее количественной оценки, составляющей весьма значительную величину, в настоящее время уже имеются вполне определенные данные. Относительно же природы и количественной характеристики нелинейности геологической среды в рамках тектоники плит пока получены предварительные данные [3]. И такие данные в рамках тектоники плит, по-видимому, не могут быть получены, в принципе.

Реидность. Как и геофизическая нелинейность, нелинейность геологической среды так же может обладать рядом своих специфических особенностей. Например, именно геологами в 1930-х гг. было введено понятие реидного (сверхпластичного и твердого состояния [8]) течения геологической среды, которому в реологии в то время, да и в настоящее время, не было, и нет аналогов. Это свойство геосреды в рамках тектоники плит не обсуждается. Скорее всего, оно связано с нелинейными свойствами геологической среды и в рамках тектоники плит осмыслено быть не может в принципе [3, 7].

Энергонасыщенность. Горные породы энергонасыщенны скрытой упругой энергией как аккумулятор [9] и активны, что проявляется в виде сейсмической, акустической и электромагнитной эмиссии, геохимических и других процессов, протекающих в геосреде с поглощением и выделением энергии.

На свойство энергонасыщенности геологи вполне определенно указывали и раньше; более того, они полагали, что именно с этим свойством геосреды связана природа землетрясений [9]. А.В. Пейве более полувека назад обратил внимание на то,

что любой блок горной породы обладает «собственным потенциалом движения» – это уже не просто свойство энергонасыщенности, но и указание на возможный физический механизм достижения такого состояния блоковой вращающейся геосредой – моментный [6]. Представления о самоорганизации геосреды разрабатывались А.В. Лукьяновым.

Как и реидность, свойство энергонасыщенности, вероятно, может быть связано с нелинейными свойствами геологической среды. Представляется, что осмысление такого свойства геосреды как энергонасыщенность в рамках тектоники плит невозможно в принципе [3, 5].

Вихревые геологические структуры. Другим интересным примером геологического движения, непонятого до настоящего времени, и, скорее всего, связанного с реидным движением, являются впервые описанные китайским геологом Ли Сыгуаном в 1928 г. геологические вихревые структуры. Такие структуры формировались «в твердом состоянии на месте и за счет вещества верхней мантии» и «с самого начала формировались как дугообразные, а не изгибались из первоначально прямолинейных структур» [10, с. 73, 92]. Четкого понимания того, как образуются такие структуры, как они развиваются, в какой степени связаны с вращательными движениями Земли, нет до настоящего времени.

Более обстоятельное исследование природы происхождения и образования вихревых геологических структур проводилось Е.Г. Мирлиным с коллегами в рамках тектоники плит. Анализ этих работ показал следующее [4]. Для решения проблемы вихревых геологических движений, по аналогии с гидродинамическими течениями, достаточно обосновать механизм «закачки» в «твердую» литосферу завихренности [11, с. 10]. Однако тектоника плит напрямую никак не связана с вращением планеты, не «работает» и теорема Эйлера – связка между трансляционным перемещением по поверхности Земли и углами поворотов плит и/или блоков. Поэтому тектоника плит не только не содержит, но и, в принципе, не может содержать в себе механизм «закачки» завихренности в «твердую» литосферу. По этой причине проблемы вихревых движений для геологии, фактически, не существует [5].

Примечательно, что в науках о Земле стремительное за последние 10–20 лет увеличение интереса к проблеме вращательных (не прямолинейных) геологических структур, другими словами – переход от «линейки» к «циркулю», происходит на фоне успехов тектоники плит [2, с. 379]. Как видим, имеет место активный поиск новой тектонической парадигмы, в основу которой могли бы быть положены представления вихревой геодинамики, отличные от тектоники плит [4].

Основные положения ротационной модели геодинамического процесса, по сути – реидной тектоники. Движение блоковой (вращающейся) геосреды в силу закона сохранения момента количества движения, приводит к генерации в окружающей блок среде упругих напряжений с моментом силы [6, 7]. Результирующее поле, состоящее из полей, окружающих все блоки, плиты и геологические структуры Земли, и их взаимодействий между собой в рамках ротационной модели является, по сути, единым упругим полем, которое во взаимодействии с собственным ротационным полем Земли «управляет» геодинамическим (сейсмическим + вулканическим + тектоническим) процессом планеты [7].

В рамках ротационной модели находят свое объяснение и реидные, и энергонасыщенные, и вихревые свойства геосреды [6, 7]. Это и позволяет ротационную геодинамику определить и как реидную тектонику.

Литература

1. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепции, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
2. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Учебное пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
3. Викулин А.В. Нелинейность–фрактальность или реидность–энергонасыщенность: какие категории ближе геологии? (Отзыв на статью Н.В. Короновского, А.А. Наймарка «Медоты динамической геологии на критическом рубеже применимости») // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 163–168.
4. Викулин А.В. Проблема вихревых движений в геологии (Отзыв на статью Е.Г. Мирлина, Ю.В. Миронова «Роль вихревого движения в геодинамике Эгейского моря (на основе сравнительного анализа с геодинамикой котловины Вудларк)») // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 186–190.
5. Викулин А.В. Проблема ротационных движений в геологии (Отзыв на статью Д.С. Мягкова, Ю.Л. Ребецкого «Эволюция структуры течения рельефа коры эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции») // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016б. № 1. Вып. 29. С. 101–105.
6. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно–иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях // Физико–технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013а. № 3. С. 67–84.
7. Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г., Герус А.И., Долгая А.А. О волновых и реидных свойствах земной коры // Физика твердого тела. 2016. Т. 58. Вып. 3. С. 547–557.
8. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.
9. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.
10. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наукова Думка, 1972. 182 с.
11. Сэффмэн Ф.Дж. Динамика вихрей. М.: Мир, 2000. 376 с.

А.И. Герус^{1,2}, А.В. Викулин¹

ПАРАМЕТРЫ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РОТАЦИОННОЙ МОДЕЛИ

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

²Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга,
г. Петропавловск-Камчатский

Для блоковой геосреды на примере сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана построена ротационная модель. В рамках этой модели движение цепочки блоков математически представлено уравнением синус-Гордона [1, 4]:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta, \quad (1)$$

где $\theta = \beta/2$, $\xi = k_0 z$ и $\eta = c_0 k_0 t$ – безразмерные координаты, z – расстояние вдоль цепочки блоков, t – время, β – функция угла поворота, c_0 – характерная скорость процесса, k_0 – волновое число. Уравнение синус-Гордона, как и некоторые другие нелинейные уравнения, допускает решения в виде солитонов – уединенных волн, подобно частицам сохраняющих свою структуру после столкновения с другими такими возмущениями [6].

Уравнение СГ имеет аналитические решения, одним из которых является функция следующего вида:

$$\theta = 4 \operatorname{arctg} \left[\exp \left(\frac{\xi - u\eta - \xi_0}{\sqrt{1-u^2}} \right) \right], \quad u = \frac{U}{c_0}, \quad c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \sqrt{\frac{G}{\rho}} \Omega R_0, \quad (2)$$

где U – скорость распространения уединенной волны деформации (поворота). Такое решение называется солитонным и представляет собой уединенную волну.

В модели движения среды, описываемой уравнением СГ (1), блоки являются равновеликими и равномерно поворачиваются друг относительно друга. Скорость распространения волны вдоль такой цепочки постоянна во времени. Для более точного описания реального сейсмического процесса уравнение (1) должно быть дополнено другими слагаемыми.

Обратимся к теории возмущений для уравнения СГ, разработанной Д. Маклафлином и Э. Скоттом [10], и сформируем структурное возмущение для уравнения (1) в соответствии с нашей предметной областью. А именно, дополним нашу модель (1) эффектами отклонения моментов сил блоков от равновесных положений и трения на границах α . Наше структурное возмущение будет выглядеть следующим образом:

$$\mathcal{E}f = -\alpha \frac{\partial \theta}{\partial \eta} - \mu \delta(\xi) \sin \theta, \quad (3)$$

и возмущенное уравнение СГ запишется в виде:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta + \alpha \frac{\partial \theta}{\partial \eta} + \mu \delta(\xi) \sin \theta, \quad (4)$$

где $\delta(\xi)$ – Функция Дирака.

Уравнение (4) не имеет аналитических решений, так как в формуле одиночного солитона (2) скорость u и фаза ξ_0 в присутствии структурного возмущения (3) прио-

бредают зависимость от времени:

$$X = \int_0^t u(t') dt' + \xi_0(t), \quad \frac{dX}{dt} = u(t) + \frac{d\xi_0(t)}{dt}, \quad (5)$$

$$\theta = 4 \operatorname{arctg} \left[\exp \left(\frac{\xi - X(t)}{\sqrt{1-u(t)^2}} \right) \right]. \quad (6)$$

Следуя методике авторов [10], в результате подстановки (5)-(6) в (4) мы получили систему уравнений, из которой и были численно рассчитаны динамические параметры модели – значения координаты X и скорости u . Кроме того, нами была рассчитана производная по времени от функции угла поворота блока – скорость поворотного деформирования:

$$\dot{\theta} = \frac{d\beta}{dt} = 20 \sqrt{\frac{\Omega \sqrt{G/\rho}}{R_0}} \frac{u}{\sqrt{1-u^2}} \operatorname{sech} \left(\frac{X - u\eta}{\sqrt{1-u^2}} \right), \quad (7)$$

которая для описания деформационного процесса является физически более информативной величиной.

Начальные условия $x_0 = 0$, $t_0 = 0$, $u_0 = 10^{-10}$ ($u = U/c_0$ – безразмерная скорость) в соответствии с [3] выбирались таким образом, чтобы скорость деформирования не превышала значения $\theta_0 \leq 10^{-13} \text{ с}^{-1}$, что близко к средней скорости деформации в сейсмоактивных [8] и вулканических [7] областях и заметно отличается от глобальной средней скорости деформации (вращения отдельных блоков) в различных регионах Земли, оцениваемой величиной $5.5 \cdot 10^{-16} \text{ с}^{-1} \approx 1-2 \text{ град/млн лет}$ [9]. В процессе вычислений были выбраны характерные для земной коры значения физических параметров $\rho = 3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, $G = 5 \cdot 10^{10} \text{ Па}$, $R_0 \approx 10^5 \text{ м}$, $\Omega = 7.29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.

При $\alpha = \mu = 0$ уравнение (4) сводится к невозмущенному уравнению (1), для которого солитон (2) движется равномерно, т.е. имеет постоянные значения U и θ .

Анализ проводился при значениях параметра $\alpha = 0.4-0.8$, соответствующих реальным разломам [11], с фиксированной величиной коэффициента неоднородности $\mu = 0.0005$, а также при значениях μ в пределах $\mu = 0.0001-0.0005$ и фиксированном $\alpha = 0.6$.

В результате нами были получены графики (рис. 1), аналогичные представленным в [3].

Скорость волны и скорость поворотной деформации в присутствии структурного возмущения (3) меняются со временем, причем первая всегда имеет один локальный максимум U_{\max} , а вторая – два максимума и один минимум между ними. После колебаний оба параметра выходят на асимптотику. Значение координаты X асимптотически ограничено величиной блока – 10^5 м .

Проведенные нами расчеты позволили сформулировать следующие выводы:

1) При увеличении коэффициента трения α уменьшаются значения U_{\max} , $\theta_{\max 1}$, $\theta_{\max 2}$, θ_{\min} , а их времена увеличиваются. Таким образом, процесс распространения солитона замедляется и сглаживается.

2) При увеличении значения коэффициента неоднородности μ , наоборот, увеличиваются значения U_{\max} , $\theta_{\max 1}$, $\theta_{\max 2}$, θ_{\min} , а их времена уменьшаются. Таким образом, моделируемый процесс идет быстрее и резче.

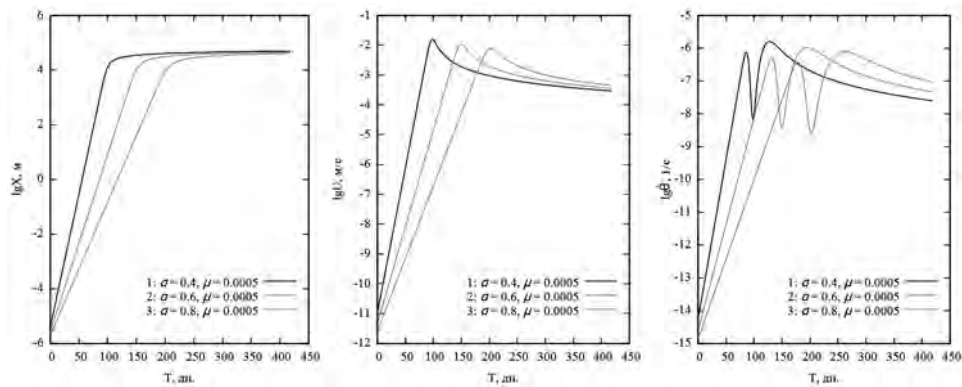


Рис. Динамика изменения параметров X , U и θ при $\alpha = 0.4, 0.6, 0.8$.

3) При одновременном увеличении или уменьшении значений α и μ меняется и временной масштаб процесса.

4) Асимптотическое значение X , т.е. X_{\max} , при любых α и μ всегда соответствует равенству $X_{\max} \approx R_0$, где R_0 – радиус блока.

5) Для любых α и μ волна достигает значений U_{\max} , θ_{\min} и выхода X на асимптотику одновременно.

Кроме того, существуют еще и другие инвариантные величины, не зависящие от α и μ , но характерные для процесса в целом:

- 1) отношение максимумов скорости деформации $\theta_{\max 2} / \theta_{\max 1} \approx 2$;
- 2) отношение продолжительностей максимумов скорости деформации $\Delta T_{\max 2} / \Delta T_{\max 1} \approx 6$.

В работе [2] показано, что интервалы времени, в течение которых форшоки и афтершоки происходят относительно сильнейших толчков, соотносятся в пропорции $\Delta t_a / \Delta t_\phi = 69/11 = 6.3$, близкой к отношению продолжительностей максимумов скорости деформации. В то же время, при близости значений магнитуд наиболее сильных форшоков и афтершоков: $M_\phi \approx M_a$, их числа N_a и N_ϕ , а, следовательно, и суммарные сейсмические энергии E_a и E_ϕ , выделяемые в течение форшоковой и афтершоковой стадий, соотносятся между собою в пропорции $N_a / N_\phi = E_a / E_\phi = 2.3$, близкой к отношению величин максимумов скоростей деформации.

Интерпретация графика скорости деформации может быть следующей. Особенностью взаимодействия сейсмофокальных блоков, по сути, является перераспределение и высвобождение накопленных напряжений при землетрясении, которое происходит в результате локализации неустойчивой деформации в определенный момент времени (минимум на графике θ). В рамках такого подхода, первой и второй стадиям взаимодействия тектонической волны с сейсмофокальным блоком (первый и второй максимумы на кривой θ) могут соответствовать форшоковая и афтершоковая стадии сейсмического цикла.

Кроме того, в рамках ротационной модели предельная скорость миграции глобальной сейсмической активности составляет $V_{1,\max} = 1-10$ см/с, а энергетический характер миграционной зависимости соответствует солитонному типу возбуждения [5]. В нашей численной модели (4) солитонное решение также демонстрирует такие значения $U_{\max} = 1-10$ см/с (которые мы можем расценивать как его предельную скорость c_0 в (2)) на

некоторых диапазонах значений параметров α и μ ; в частности, при соответствующих реальным разломам [11] $\alpha = 0.6$ и $\mu = 0.0005-0.0050$.

Таким образом, ротационная модель позволяет количественно описать такие важные свойства сейсмического процесса, как его форшоковую и афтершоковую стадии и заключенное между ними сильнейшее землетрясение. При этом результаты численного моделирования сейсмического процесса при помощи модифицированного уравнения СГ (4) согласуются с экспериментальными данными.

Литература

1. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика: Сб. тр. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с.
2. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.
3. Викулин А.В., Быков В.Г., Лулева М.Н. Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычисл. технологии. 2000. Т. 5, № 1. С. 31–39.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно-иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013. № 3. С. 67–84.
5. Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г. и др. О волновых и реидных свойствах земной коры // Физика твердого тела, 2016. Т. 58, № 3. С. 547–557.
6. Додд Р., Эйлбек Дж., Гиббон Дж., Моррис Х. Солитоны и нелинейные волновые уравнения. М.: Мир, 1988. 694 с.
7. Мелекесцев И.В. Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения // Проблемы глубинного вулканизма. М.: Наука, 1979. С. 125–155.
8. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.
9. England P., Molnar P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // Geophys. J. Int. 1997. V. 130, N 3. P. 551–582.
10. McLaughlin D. W., Scott A. C. Perturbation analysis of fluxon dynamics // Phys. Rev. A. 1978. 18. P. 1652–1680.
11. Nur A., Ron H., Scotti O. Fault mechanics and the kinematics of block rotation // Geology. 1986. 14. P. 746–749.

В.И. Джурик

**ОПЫТ И МЕТОДИКА РАЙОНИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ
ТЕРРИТОРИЙ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ**

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Обобщаются результаты исследований, выполненных по вопросам районирования сейсмической опасности территории Восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В основном это ее крупные геологические структуры: Верхнеангарская, Муйская и Чарская впадины, и районы Южной Якутии. Уникальными природными особенностями для этой территории являются сочетание распространения вечномёрзлых грунтов и проявлений землетрясений с интенсивностью в 8, 9 и более баллов [1,2].

Высокая сейсмичность подтверждается следующими статистическими данными. Наиболее сильные из них произошли в более ранний период: землетрясение 1725 г. (расчетная магнитуда $M = 8$, возможная интенсивность сотрясений (J) – до 11 баллов, площадь ощутимых колебаний около 4 млн км²); Муйское – 1957 г. ($M = 7.9$, $J = 11$ баллов, площадь сотрясений – 2 млн км²); Олекминское землетрясение – 1958 г. ($M = 6.5$, $J = 8$ баллов, эпицентр расположен в бассейне среднего течения р. Олекмы, площадь ощутимых сотрясений оценивается в 450–500 тыс. км²); Тас-Юряхское – 1967 г. ($M = 7$, $J = 9–10$ баллов, ощущалось на расстоянии более 1100 км от эпицентра, площадь ощутимых сотрясений 1.3 млн км²); Южно-Якутское – 1989 (8 баллов, $M = 6.6$, ощущалось на площади 1.2 млн км² и на расстоянии более 800 км от эпицентра). Макросейсмические последствия наиболее сильных сейсмических событий второй половины XX века в пределах рассматриваемой зоны сводятся к следующему: камнепады, сход лавин, трещины в стенах жилых и промышленных объектов, испуг и паника среди населения. Местность слабозаселенная, поэтому при землетрясениях жертв не отмечено. В то же время анализ имеющихся сейсмогеологических материалов по вопросам проявления сейсмичности и количественные данные о последних сильных землетрясениях указывают на современную высокую сейсмическую активность исследуемой территории в настоящее время.

В геокриологическом направлении практически вся рассматриваемая территория находится в области вечной мерзлоты и характеризуется степенью ее прерывистости, которая определяется температурой грунтов. На западном и восточном участках территории мерзлота распространяется в виде отдельных островов, ее мощность меняется от нескольких до первых сотен метров, а температура грунтов преимущественно близка к 0°C. Центральная часть рассматриваемой нами территории (Муйская и Чарская впадины) характеризуются развитием крупных таликов, но основная часть этих долин охвачена сплошной мерзлотой мощностью от 100 до 300 метров с температурой от -1.5°C до -5°C. В обрамляющих впадины горных сооружениях мощность мерзлой толщи может достигать 500 и более метров с температурой до -6°C и ниже [3].

Для всей территории восточного фланга БСЗ ранее были установлены экспериментально взаимосвязи между основными сейсмическими параметрами преобладающих разновидностей грунтов для их различного состояния: естественного мерзлого для всей исследуемой территории и на случай деградации мерзлоты [2]. Полученные ранее данные были уточнены, основой для этого являлся набор новых экспериментальных данных и сравнительный анализ проявления сейсмичности при сильных землетрясениях в райо-

нах сплошного распространения мерзлых грунтов и в переходных зонах – от мерзлых к талым. В итоге возникает необходимость помимо детальных геолого-структурных и сейсмологических исследований проводить инженерно-сейсмологический прогноз изменения сейсмических свойств мерзлых грунтов под воздействием техногенеза и учитывать эти изменения при сейсмическом микрорайонировании территорий криолитозоны. Задача прогноза степени изменения сейсмического риска (пиковых ускорений) решаться путем изучения сейсмичности территорий, моделирования, экспериментальных измерений и путем теоретических расчетов.

Ранее нами были проведены исследования динамики сейсмического риска на примере крупной геологической структуры Байкальской рифтовой зоны [3, 10], которые выявили необходимость разработки новых и усовершенствования существующих подходов для прогноза изменения сейсмической опасности территорий промышленного и гражданского строительства. В развитие исследований в этом направлении на основе использования результатов режимных измерений сейсмических параметров мерзлых грунтов, выполненных на участках с различной степенью техногенного воздействия в различных климатических зонах северо-востока Сибири, установлены экспериментальные уравнения. Они открывают возможность прогноза изменения скоростей упругих волн мерзлых (III) грунтов при переходе их в талое неводонасыщенное (I) или водонасыщенное (II) состояние. В работе [5] они были обобщены для гравийно-галечных с песчаным заполнителем грунтов и в настоящее время представляются для скальных «эталонных» грунтов.

$$V_{PI} = 2.47V_{PIII} - 2.76; V_{PII} = 1.22V_{PIII} - 1.27;$$

$$V_{SI} = 1.39V_{SIII} - 1.30; V_{SII} = 1.28V_{SIII} - 0.99;$$

$$V_{PI} = 1.21V_{PII} - 1.22; V_{SI} = 1.09V_{SII} - 0.23.$$

Приведенные переходные уравнения соответствуют верхней трещиноватой зоне разреза коренных пород, температура мерзлых пород $< 0^{\circ}\text{C}$. Наибольшие значения скоростей распространения продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн характерны для скальных мерзлых грунтов. В них (V_p) и (V_s) во многих случаях выше, чем в талых. Среди талых грунтов повышенными значениями скоростей обладают водонасыщенные коренные породы. Как следствие отношение максимальных амплитуд колебаний исследуемых и эталонных грунтов при землетрясениях у талых грунтов больше чем у мерзлых, но меньше, чем у водонасыщенных. Соответственно, сейсмическая опасность мерзлых скальных грунтов меньше или сравнима с тальми и практически не зависит от их температуры [9]. Указанные закономерности изменения скоростей и сейсмической опасности скальных грунтов использовались для выбора «эталона» при реализации прогноза максимальных сейсмических воздействий территории Восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (БРЗ).

На примере Муйской и Чарской впадины показан пример оценки сейсмической опасности мерзлых грунтов при возможной их деградации. Сейсмичность исследуемых геологических структур оценивается в 9, 9 и 10 баллов согласно ОСР-97 [8], а пределы, в которых могут меняться параметры сильных землетрясений из зон ВОЗ следующие: эпицентральное расстояние 0–100 км, магнитуда 6.5–7.8, глубина очага 10–20 км.

Для решения поставленной главной задачи прогноза максимальных сейсмических воздействий для мерзлых и талых грунтов и выявления при этом влияния глубинных и приповерхностных неоднородностей на исходный сейсмический сигнал, необходимо построение сейсмических моделей трех уровней. Для первых двух, это стадии общего

сейсмического районирования (ОСР) и детального сейсмического районирования (ДСР), необходимо построение моделей до глубин в десятки километров. В основном это данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) для конкретных районов, различающихся по сейсмическим и геологическим условиям начиная с поверхности фундамента [10]. На стадии ДСР могут использоваться имеющиеся сведения по среднеглубинной геофизики для моделей, характеризующих зону выветривания и трещиноватые коренные породы. Третий уровень моделей соответствовал самой верхней части разреза, включающей слои рыхлых отложений, разрушенных полускальных и скальных пород, с учетом влияния гидрогеологических и мерзлотных условий территорий, а также ожидаемых техногенных изменений грунтов. Для построения обобщенных моделей этого уровня использовался большой объем измерений петрофизических характеристик грунтов на исследуемой территории с помощью малоуглубинной геофизики. Далее обосновывались исходные сигналы, соответствующие вероятным сильным землетрясениям и проводились теоретические расчеты [4, 6].

Муйская и Чарская впадины, как и Байкальская, характеризуется межвпадинными перемычками с меньшими высотами, чем окружающие их поднятия. Сами межгорные впадины соединяется между собой, образуя протяженные ветвящиеся рифтовые долины. Мощность кайнозойских отложений в них меняется в широких пределах от 400–600 м до 2300–2800 м, а абсолютные отметки поверхности фундамента опускаются до 1500–2500 м [7].

Под впадинами построены две преломляющие границы с $V_{Гр} = 5.4$ и $V_{Гр} = 5.8$ км/с [10]. Первая граница является поверхностью фундамента впадин. Ее положение и структурные особенности согласуются с построениями по гравиметрическим данным [7]. Вторая граница расположена на глубине 2–3 км и, по своей конфигурации, подобна поверхности фундамента. Ниже на глубинах 4–5 и 8–10 км идут изолинии скоростей 6.0 и 6.2 км/с [10]. В средней части земной коры установлен слой с пониженной до 6.0 км/с скоростью, ограниченной сверху и снизу изолиниями скоростей 6.3 и 6.4 км/с. Понижение скорости составляет 0.3–0.4 км/с. Верхняя и нижняя границы волноводного слоя расположены на глубинах 12 и 18 км. На этих же глубинах выделены отражающие границы со средними скоростями 5.9 и 6.0 км/с. Эти данные использовались для построения указанных выше трех типов расчетных сейсмических моделей.

В результате выполненных расчетов для построенных трех уровней сейсмических моделей по полученному набору основных параметров сейсмических воздействий были построены карты-схемы максимальных сейсмических воздействий для естественного (мерзлого) и для прогнозируемого (талого) состояния грунтов Чарской и Муйской впадин. В итоге для естественного (мерзлого) состояния грунтов впадины разделяется на участки 8–9 баллов, а максимальные ускорения колебаний грунтов будут находиться в пределах от 160 до 420 см/с². Для прогнозируемого талого состояния – на участки 8–10 баллов, а максимальные ускорения будут лежать в пределах от 170 до 900 см/с².

Построение карт-схем максимальных ускорений для крупных геологических структур имеет в большей степени методический характер и в обобщенном виде характеризует динамику сейсмического риска при температурных изменениях в криолитозоне. Выявлена степень влияния слоев горных пород различного состояния на исходные сейсмические колебания через расчет спектральных характеристик, акселерограмм и спектров ускорений. Последние могут использоваться для определения основных параметров сейсмических воздействий прогнозируемых сильных землетрясений – преобладаю-

щих периодов, длительности колебаний и максимальных ускорений, необходимых для проектирования сейсмостойких сооружений в регионе. Они показывают значительную изменчивость влияния верхних слоев грунтовых отложений по отношению к глубинным на интенсивность и частотный состав землетрясений для естественного состояния мерзлоты и на случай ее деградации. Тем самым выполненные исследования направлены на прогноз изменения проявлений сейсмичности в криолитозоне и на возможность смягчения их последствий.

Литература

1. Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М.: Наука, 1967. 222 с.
2. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Инженерная геология и инженерная сейсмология. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
3. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф. Динамика сейсмического риска при температурных изменениях в криолитозоне. Криосфера Земли. № 4. Т. N9. 2003. С. 37–40.
4. Джурик В.И. Сейсмогеологические, сейсмологические и инженерно-сейсмологические исследования лаборатории инженерной сейсмологии и сейсмогеологии ИЗК СО РАН / Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т.1, № 1. С. 135–157.
5. Джурик В.И. Основы и результаты инженерно-сейсмологического прогноза для территорий Восточного фланга Байкальской рифтовой зоны: Материалы междунар. конф., г. Нерюнгри. «Геологическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». 2015. С. 175–183.
6. Дреннов А.Ф. Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Дреннова Н.Н. Спектры ускорений колебаний, возбуждаемых землетрясениями юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 292–301.
7. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 167 с.
8. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. М.: 1999. 57 с.
9. Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1988. 300 с.
10. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 195 с.

**А.Н. Диденко^{1,3}, В.С. Захаров², Г.З. Гильманова¹, Т.В. Меркулова¹,
М.В. Архипов¹**

**ФОРМАЛИЗОВАННЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО
ОРОГЕНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 150 ЛЕТ**

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

²Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

³ФГБУН Геологический институт РАН, г. Москва

Обстоятельный анализ сейсмичности и активных тектонических структур ее определяющих для Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий проведен, пожалуй, только в коллективной монографии под руководством В.В. Николаева [11] и в разделе, написанном В.А. Бормотовым и А.А. Коковкиным, в коллективной монографии под руководством А.И. Ханчука [1]. За прошедшие годы накоплены новые данные, весьма значительные по объему, которые необходимо проанализировать и систематизировать для построения современной геодинамической модели региона на предмет разработки основ единой системы наблюдений за природными катастрофическими процессами. Следует также отметить и то, что анализ сейсмичности в выше цитированных работах проведен с использованием традиционных, в значительной степени качественных, методов.

Основной целью настоящей работы являлся формализованный анализ пространственно-временных характеристик сейсмичности Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий на основе применения современных методов и технологий обработки данных.

Согласно современным представлениям пояс образован террейнами различного генезиса, включающими фрагменты юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и Журавлевско-Амурского раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна [13, и др.]. Как следует из реконструкций, проведенных на основе комплексных исследований, большая часть пород пояса формировалась в условиях активной окраины Евразийского палеоконтинента на широтах существенно южнее нынешних [2, 3], которые затем в результате трансляции по крупномасштабной левосторонней системе окраинно-континентальных сдвигов были перемещены на север. На восточные структуры Сихотэ-Алинского орогена, несогласно пересекая его покровно-складчатые структуры раннемеловых и юрских террейнов, наложен Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс, при ширине до 100 км, протягивающийся почти на 1500 км вдоль побережья Татарского пролива в ССВ направлении.

Геодинамику Сихотэ-Алиня в значительной степени определяли и определяют, наряду с субдукцией на востоке, две системы разломов ССВ простирания на востоке (Центрально-Сихотэ-Алинская) и СВ простирания на западе (Харпийско-Курско-Приамурская – северный сегмент системы Тан-Лу), с которыми связана современная сейсмичность в регионе. Дизъюнктивные нарушения широко распространены в районе исследования как в складчатых, так и в покровных комплексах. По времени заложения они делятся на две группы: 1) аккреционного и ранне-орогенного этапов заложения нижнего структурного этажа; 2) позднеорогенного этапа заложения верхнего структурного этажа и структур вулканогенного пояса [5].

В качестве основного источника данных о сейсмичности региона нами использован банк данных о землетрясениях юга Дальнего Востока России и сопредельных территорий, составленный в лаборатории сейсмологии и сейсмотектоники ИТиГ ДВО РАН по

геоисторическим материалам и каталогам ГС РАН, с 1119 по 2013 гг.

Сейсмические события, зарегистрированные на исследуемой площади с координатами 42.6 и 130.2°, 42.6 и 140.3°, 55.1 и 141.9°, 55.1, 128.8°, объединены в три группы: 1) с неизвестной глубиной гипоцентра; 2) с глубиной гипоцентра от 0 до 60 км; 3) с глубиной гипоцентра ниже 60 км. Как и следовало ожидать, эпицентры последних (мантийных) занимают акваторию Японского моря и прибрежную часть континента, глубина их гипоцентров составляет от 70 до 600 км и связаны они с субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийский континент, количество их на рассматриваемой территории невелико (246; $1 \leq M \leq 7.7$). Вторую группу количеством 2084 выполняют землетрясения с глубиной гипоцентров до 60 км, подавляющее их количество (2072; $0.1 \leq M \leq 7.7$) имеет глубину до 40 км. Третью самую многочисленную (2900) группу выполняют сейсмические события с неизвестной глубиной гипоцентров, но практически все они, за исключением 35–40 событий, географически сопряжены с коровыми. Следует отметить, что первое землетрясение, зафиксированное в летописях для исследуемой территории, относится к 1500 г., второе – к 27 июня 1865 г. Поэтому последующие пространственный и временной анализы сейсмичности исследуемой территории были проведены для временного ряда в интервале 1865–2013 гг., то есть примерно за последние 150 лет.

Определение фрактальной размерности распределения эпицентров землетрясений было проведено по программе FrAnGeo [6]. Установлено, что фрактальная размерность всего поля эпицентров составляет 1.50 (уравнение регрессии – $y = -1.50x + 5.25$, $r^2 = 0.991$), и согласно рассчитанной характеристике регион занимает место между Камчаткой, Курилами (1.6 и 1.68, соответственно) и Восточным Китаем, Байкалом (1.47. и 1.27, соответственно) [7]. Дифференциация исследуемой территории по величине фрактальной размерности, рассчитанной в скользящем окне $2 \times 2^\circ$, показывает, что наибольшие ее значения соответствуют районам развития дизъюнктивных нарушений системы Тан-Лу, а минимальные – центральным областям Сихотэ-Алиня.

Нисходящая ветвь графика повторяемости землетрясений (3545 событий с магнитудой от 1.9 до 7.7), построенного по данным о 5177 землетрясениях, характеризуется линейным отношением $\text{Log}_{10}(N) = -0.42MLN + 3.27$ при коэффициенте корреляции Пирсона равным 0.91. Поле значений наклона графика повторяемости, рассчитанного в скользящем окне $2 \times 2^\circ$, показывает, что наибольшее его абсолютное значение (0.7) соответствует районам развития дизъюнктивных нарушений системы Тан-Лу и участку акватории Японского моря южнее г. Владивостока. Последний – характеризуется проявлением глубокофокусных (мантийных) землетрясений, связанных с субдукцией. Минимальные значения наклона графика повторяемости, рассчитанного в скользящем окне $2 \times 2^\circ$, приходятся на южную и северную зоны Сихотэ-Алиня.

Для проведения пространственного и временного анализов выделения энергии землетрясений, зафиксированных в исследуемом регионе, пересчет их магнитуд в энергию проводился согласно формуле Гутенберга-Рихтера [4] – $\text{Lg}E_s = 11.8 + 1.5 \times M_s$. Пространственный анализ был выполнен в специально созданном для этого проекте ArcGis. Помимо сейсмических характеристик района исследований, в проекте имеются и другие тематические слои с данными по геологии, тектонике, геофизическим полям и глубинному строению, результатам обработки космических снимков и др.

Пространственный анализ выделения энергии показал, что наиболее активные участки земной коры связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простираения, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу [1, 10]. В отличие от выше обозначенной зоны, в пределах собственно

Сихотэ-Алиньского орогена активных участков земной коры существенно меньше. Один из них располагается в низовьях р. Амур у г. Николаевск-на-Амуре, второй – в районе Советской Гавани-Ванино и третий в акватории Японского моря в районе бухт Светлая и Максимовка. На юге Приморья наиболее активные участки в районах г. Владивостока и бухты Ольга связаны с глубинными зонами субдукции.

Проведенный анализ показал, что практически на всей территории развития Центрально-Сихотэ-Алиньского разлома сейсмические события и по частоте, и по магнитуде существенно уступают таковым в Харпийско-Курско-Приамурской зоне, хотя потенциальная сейсмическая опасность разлома велика. Так в его зоне в начале прошлого века произошло несколько сильных землетрясений с магнитудой до 5–6, и согласно расчетам (ОСР-97В и ОСР-97С) здесь могут возникать землетрясения силой 7–8 и 9 баллов, соответственно.

Для большинства природных временных рядов аналитическое нахождение фрактальной размерности невозможно, поэтому ее определяют численно через величины, связанные с ней простым соотношением. Таким, например, как показатель Херста [12] – $H = 2-D$. Для получения надежной численной оценки показателя Херста и фрактальности, соответственно, с помощью существующих на сегодняшний день алгоритмов требуется большое количество данных – порядка 10^3 – 10^4 . В нашем случае таких событий было более $5 \cdot 10^3$. В случае временного анализа, если в какой-либо день было зафиксировано несколько землетрясений, то их энергии суммировались. В результате чего был получен временной ряд выделения энергии землетрясений на изучаемой территории с дискретностью в один день, 1 год в построенном ряду равняется 365.2224 дня (сидерический год).

Для выявления периодичности во временном ряду землетрясений были использованы два метода – фрактальный и вейвлет. Расчет показателя Херста как для всего ряда (150 лет), так и для наиболее подробной его части от 1960 до 2013 гг. включительно показал, что он немного варьируется и равен для этих двух вариантов 0.6533 ± 0.0008 ($r^2 = 0.987$) и 0.6366 ± 0.0003 ($r^2 = 0.996$), соответственно. Фрактальная размерность – 1.355. Это означает, что в анализируемом временном ряду корреляция положительна (положительное приращение в прошлом означает в среднем тенденцию к увеличению в будущем – персистентный процесс), то есть имеется скрытая периодичность, которую с помощью вейвлет-преобразования [9] мы попытались рассчитать. Из приведенного ниже рисунка видно, что для последних 50 лет во временном ряду сейсмических событий Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий наиболее ярко проявлена «гармоника» с частотой примерно от 0.0003 до 0.00015, что соответствует интервалу в годах от 18 до 9 лет. Для определения более точного значения периода этой «гармоники» временной ряд выделения энергии землетрясений на изучаемой территории был разложен на составляющие с использованием алгоритма быстрого Фурье преобразования. В результате были зафиксированы 3 гармоники: 1) 0.000259 ± 0.000002 с амплитудой 53 % от всего спектра; 2) 0.000431 ± 0.000004 с амплитудой 22 %; 3) 0.000499 ± 0.000003 с амплитудой 25 %. Период наибольшей по амплитуде гармоники составляет 10.5 лет, что согласуется с данными вейвлет-преобразования и данным Б.В. Левина с соавторами (11–13 лет) [8].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00015).

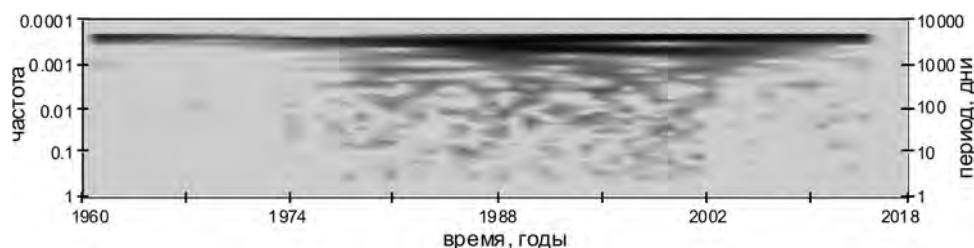


Рис. 1. Вейвлет-диаграмма Морле для временного ряда сейсмических событий Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий в период 1960–2013 гг.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых ком плексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.
3. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 20–40.
4. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. Элементарное введение в планетную и спутниковую геофизику. М.: ООО «Наука и образование», 2013. 414 с.
5. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
6. Захаров В.С. Вычисление фрактальных характеристик речных сетей и сейсмичности с помощью программы FRANGEО на примере полярных и приполярных областей Евразии: Тезисы докл. науч. конф. «Ломоносовские чтения». Секция Геология. М., МГУ. 2011 г.
7. Захаров В.С. Характеристики самоподобия сейсмичности и сетей активных разломов Евразии // Электронное научное издание «ГЕОразрез». 2008, № 1. [http:// http://dynamo.geol.msu.ru/personal/vsz/papers/zakharov-kharakt_samopod_seysm.pdf](http://http://dynamo.geol.msu.ru/personal/vsz/papers/zakharov-kharakt_samopod_seysm.pdf)
8. Левин Б.В., Ким Ю Чун Ун, Нагорных Т.В. Сейсмичность Приморья и Приамурья в 1888–2008 гг. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 16–22.
9. Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.
10. Николаев В.В. Танлу-Курский разлом: структура фундамента и сейсмичность / Проблемы тектоники, энергетические и минеральные ресурсы. Хабаровск: Приамурский филиал Географического об-ва СССР, ДВО РАН. 1992. С. 81–92.
11. Сейсмотектоника и сейсмическое районирование Приамурья / Николаев В.В., Семенов Р.М., Оскорбин Л.С., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Онухов Ф.С., Ставров В.Н. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1989. 128 с.
12. Старченко Н.В. Индекс фрактальности и локальный анализ хаотических временных рядов: Дис.... канд. физ.-мат. наук. М.: МИФИ, 2005. 119 с.
13. Khanchuk A.I., Kemkin I.V. Jurassic geodynamic history of the Sikhote-Alin-Priamurye region / Late Jurassic margin of Laurasia: a record of faulting accommodating plate rotation. Ed. By T.H. Anderson and others. Boulder, Colorado: The Geological society of America, 2015. P. 509–525.

А.А. Долгая^{1,2}, А.В. Викулин¹, А.И. Герус^{1,3}

О ВОЛНОВЫХ СВОЙСТВАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

²Камчатский государственный технический университет, г. Петропавловск-Камчатский

³Камчатский государственный университет им. В. Беринга, г. Петропавловск-Камчатский

Введение

Данные, полученные многими исследователями, позволяют предположить [1], что закономерности пространственного, временного и пространственно-временного распределения очагов землетрясений и вулканических извержений имеют волновую природу. Авторским коллективом на протяжении ряда лет проводятся исследования волновых свойств геодинамического процесса в рамках блоковых представлений о строении геосреды с учетом ее вращения [1] с использованием «глобального», планетарного подхода, основанного на анализе максимально полных списков событий в самом широком энергетическом диапазоне.

Исходные данные

Были составлены в едином формате максимально полные списки сильных землетрясений и извержений вулканов планеты в пределах геодинамически активных регионов Земли, имеющих значительные «линейные» протяженности: окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта. Сейсмический каталог содержит данные о 16675 землетрясениях планеты, произошедших за последние 4.1 тыс. лет. Вулканический каталог включает данные о 617 вулканах мира, извергавшихся 6959 раз в последние 12 тыс. лет.

Для хранения такого объема информации и удобства ее обработки была разработана база данных [4], позволяющая исследовать особенности распределений сейсмической и вулканической активности в больших пространственном и временном масштабах и в широком энергетическом диапазоне в рамках единых представлений и с использованием различных методов.

Методы исследования

Исследование временных закономерностей геодинамической активности

При изучении закономерностей временного распределения очагов землетрясений и извержений вулканов применялись методы спектрального, спектрально-корреляционного анализа и разработанный авторами метод «квазифазовой плоскости». Полученные с помощью первых двух методов данные позволили выявить общие для сейсмического и вулканического процесса периоды: $T_0 \approx 250 \pm 30$, $2T_0 \approx 450 \pm 50$, $4T_0 \approx 1000 \pm 100$ и $8T_0 \approx 2000 \pm 200$.

Все тектонические пояса Земли, имеющей примерно шарообразную форму, замкнуты друг на друга. Для протекающего в пределах таких поясов геодинамического процесса должны быть характерными только четные периоды. Таким образом, проведенный анализ временных «сейсмических» и «вулканических» рядов позволяет сделать вывод о том, что сейсмический и вулканический процессы, имеющие близкие значения основного периода и кратных ему четных периодов и протекающие в пределах трех мощнейших тектонических поясов планеты, могут являться проявлениями единого в

пределах всей планеты волнового геодинамического процесса.

Авторами был адаптирован достаточно общий метод [1] фазовых плоскостей, применяемый в механике, к исследованию закономерностей геодинамического процесса (прежде всего, сейсмической его составляющей). «Фазовыми» координатами при наших геодинамических построениях являются магнитуды M землетрясений (их энергии) и временные интервалы ΔT между исследуемыми событиями. Выполненные расчеты показали, что на плоскостях $M-\Delta T$ выявляются системы замкнутых изолиний, которые для сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана могут быть интерпретированы как определяющие их циклические (квазипериодические) движения с периодом $T_1 \approx 230 \div 270$ лет [1, 5, 7].

Полученное значение близко периоду T_0 , что позволяет сейсмический процесс считать циклическим (квазипериодическим). Существование для сейсмического и вулканического процессов общих периодов, выявленных независимыми методами, дает основание предположить, что они, по сути, могут являться составными частями единого планетарного геодинамического процесса, имеющего, таким образом, квазипериодическую волновую природу.

Исследование пространственно-временных закономерностей геодинамической активности

Геодинамический процесс в пределах тектонически активных зон планеты проявляется в виде сейсмических и вулканических событий, распределенных вдоль длинных и узких поясов. Это позволяет моделировать развитие сейсмического и/или вулканического процесса как одномерную последовательность событий, происходящих вдоль осевой линии пояса в течение рассматриваемого периода времени. В теории случайных процессов такая модель соответствует одномерному случайному блужданию, порождаемому суммами взаимно независимых одинаково распределенных величин или цепей Маркова. Для исследования пространственно-временных закономерностей проявления сейсмической и вулканической активности необходимо было выявить и проанализировать марковские цепи событий, формирующие в сумме геодинамическую активность. Для этого в модель вводились поглощающие экраны, накладывающие ограничения на допустимые значения координат событий, формирующих цепочки. Для изучения пространственно-временных распределений очагов землетрясений и извергавшихся вулканов в рамках предложенного подхода был разработан [3] и программно реализован вычислительный метод исследования миграции сейсмической и вулканической активности (ИМСИВА) [6].

Особенности энергетического распределения геодинамической активности

Результаты проведенного нами исследования показали, что скорости миграции V сейсмической и вулканической активности зависят от энергетических характеристик геодинамического процесса: M – магнитуды для землетрясений и W – индекса вулканической активности для извержений [7]:

$$M \approx (7.6 \pm 1.0) \text{Lg}V; \quad M \approx (6.7 \pm 0.5) \text{Lg}V; \quad M \approx (-4.6 \pm 0.2) \text{Lg}V \quad (1 \text{ а, б, в})$$

$$W \approx (-3.1 \pm 0.6) \text{Lg}V; \quad W \approx (-3.9 \pm 1.0) \text{Lg}V; \quad W \approx (-0.8 \pm 0.2) \text{Lg}V \quad (1 \text{ г, д, е})$$

Видно, что параметр p , характеризующий наклон зависимостей $\text{Lg}V(M)$ и $\text{Lg}V(W)$, «чувствителен» к тектоническим обстановкам в поясах [8]: положителен для областей сжатия – окраины Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса (1а, б), и отрицате-

лен для областей растяжения – Срединно-Атлантического хребта и всех вулканических поясов (1в-е).

Обсуждение результатов

Анализ значений коэффициентов «наклона» ρ показал, что сумма значений наклонов всех сейсмических (1 а-в) и вулканических (1 г-е) зависимостей с учетом точности их определения близка нулю при примерно равных по модулю средних «положительных» $\rho_+ = \{\rho_{M1,2} > 0\}$ и «отрицательных» $\rho_- = \{\rho_{M1,2,3,M3} < 0\}$ их значениях [6–8]. Возможность такого разбиения коэффициентов ρ , «чувствительных» к геодинамическим обстановкам в регионах, т.е. к направлению течения процесса (сжатия или растяжению), позволяет интерпретировать их в совокупности как векторную сохраняющуюся геодинамическую величину.

Для вращающейся геосферы была предложена ротационная модель сейсмотектонического процесса на примере окраины Тихого океана [1], движение блоков в которой определяется уравнением sin-Гордона (СГ):

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta \quad (2)$$

Уравнение СГ имеет несколько решений, в том числе, в виде бегущей волны ($\theta(\xi - v\eta)$):

$$\theta = 4 \operatorname{arctg} \left[\exp(\pm k_0 \gamma (z - z_0 - vt)) \right],$$

$$\gamma = (1 - v^2/c_0^2)^{-\frac{1}{2}}, \quad c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \sqrt{\frac{G}{\rho}} \Omega R_0, \quad (3)$$

где v – скорость распространения уединенной волны деформации (поворота), Ω – угловая скорость вращения Земли, ρ , G – плотность и модуль сдвига геосреды, R_0 – размер блока, c_0 – предельная скорость геодинамического процесса. Решение уравнения СГ (3) называется односолитонным.

Известно, что солитоны подобны частицам: при взаимодействии друг с другом (или с некоторыми другими возмущениями) они не разрушаются, а продолжают движение, сохраняя свою структуру неизменной. В рамках ротационной модели геосреды такое «солитонное» свойство геодинамических возмущений позволяет миграцию сейсмической и вулканической активности описывать в виде волнового процесса со свойствами дальнего действия [2].

Как было сказано выше, геодинамический параметр ρ может быть интерпретирован как векторная сохраняющаяся величина. Физическим аналогом такой величины в рамках концепции блоковой геосреды [1, 2] и волновой модели геодинамического процесса может быть момент импульса. Параметр ρ в рамках волнового подхода можно интерпретировать как геодинамический аналог момента импульса, связанного с поворотными движениями блоков земной коры в пределах и вблизи геодинамически активных зон планеты.

В солитонном решении (3) уравнения (2) можно очевидным образом выделить импульс \vec{p} :

$$|\vec{p}| = \frac{|\vec{v}|}{\sqrt{1 - v^2/c_0^2}} = v\gamma, \quad (4)$$

причем вектор будет иметь направление, соответствующее направлению геодинамического процесса (сжатия или растяжению). В результате закономерности миграции сейсмической активности вдоль областей сжатия и растяжения можно определить как солитонные решения, соответствующие скоростям миграции, увеличивающимся или уменьшающимся с ростом энергии (магнитуды).

Таким образом, в рамках ротационной концепции блоковой геосреды предложена новая модель волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах тектонически активных поясов планеты.

Заключение

В ходе проведенных исследований были получены следующие основные результаты:

1. Построена математическая модель процесса миграции очагов землетрясений и извержений вулканов, основанная на теории Марковских последовательностей.

2. Разработаны численные методы исследования пространственно-временных закономерностей распределения (миграции) сейсмической и вулканической активности и временных закономерностей сейсмического процесса.

3. Осуществлена программная реализация совокупности используемых вычислительных методик. Предложенная модель и разработанные методы и программы позволили объяснить имеющиеся данные о закономерностях временного, пространственно-временного и энергетического распределений сейсмической и вулканической активности в пределах тектонически активных поясов Земли.

4. Предложена волновая модель геодинамического процесса, в основе которой заложены представления как о миграции и цикличности (квазипериодичности) сейсмической и вулканической активности, так и о физическом параметре, чувствительном к тектоническим обстановкам в активных поясах и вблизи них. Следствия модели подтверждаются данными физики твердого тела, физической (нелинейной) акустики и материаловедения [2].

Литература

1. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.
2. Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г. и др. О волновых и реидных свойствах земной коры // Физика твердого тела. 2016. Т. 58, № 3. С. 547–557.
3. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17, № 3. С. 34–54.
4. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Каталог сейсмических и вулканических событий // База данных № гос. рег. 2014620569 от 17.04.2014.
5. Долгая А.А., Викулин А.В. Квазипериодичность геодинамического процесса и законы сохранения // Академический журнал Западной Сибири. 2013. Т. 9, № 6(49). С. 6–7.
6. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Моделирование пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса методом ИМСИВА // Вулканизм и связанные с ним процессы: XVIII ежегодная научная конференция, посвященная Дню Вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2015. С. 135–139.
7. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Моделирование пространственных, временных и энергетических закономерностей геодинамической (сейсмической и вулканической) активности // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С. 65–69.
8. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A. et al. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3, N 1. P. 1–18.

В.В. Ершов

**ПОДХОДЫ К СОДЕРЖАТЕЛЬНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПРОЯВЛЕНИЙ
СЕЙСМИЧНОСТИ В ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ**

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

К настоящему времени накоплен обширный материал, свидетельствующий о связи грязевого вулканизма и сейсмичности. В многочисленных публикациях, преимущественно зарубежных авторов, описаны гидродинамические, температурные и геохимические эффекты на разных грязевых вулканах мира, вызванные достаточно сильными локальными и региональными землетрясениями [1, 3–5, 11–14, 18–21, 24]. Эти эффекты являются, главным образом, ко- и постсейсмическими изменениями грязевулканической деятельности. Как правило, указанные эффекты обнаруживаются и объясняются только в ходе ретроспективного анализа. При этом интерпретация зачастую не выходит за рамки каких-то общих предположений и допущений. Трудности содержательной интерпретации в формате, близком к режиму реального времени, обусловлены недостаточным пониманием механизмов обсуждаемой связи. Грязевые вулканы являются частной разновидностью природных флюидодинамических систем. В связи с чем обозначенную проблему приходится рассматривать в более широком контексте – как часть вопроса о закономерностях и механизмах реакции флюидодинамических систем на землетрясения. В последнее десятилетие в Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН последовательно развивается научное направление, занимающееся изучением связи между грязевым вулканизмом и сейсмичностью. Экспериментальные работы в рамках этих исследований проводятся на грязевых вулканах острова Сахалин – единственного региона на Дальнем Востоке России, где известны наземные грязевые вулканы.

Отклик флюидодинамических систем на землетрясения обусловлен действием двух факторов: квазистатическими изменениями напряженного состояния среды, вызванными сейсморазрывом, и динамическими изменениями напряжения, вызванными прохождением сейсмических волн [6]. Первый фактор эффективно действует только в ближней зоне землетрясения – на расстояниях, сопоставимых с размером очага. Разные исследователи сходятся в том, что в большинстве случаев реакция грязевых вулканов обусловлена вторым фактором. Для объяснения этой реакции предлагается ряд возможных механизмов. Сюда относят процесс аналогичный разжижению грунта – переходу водонасыщенных дисперсных систем в текучее состояние в результате разрушения структурных связей при динамических воздействиях. Данный процесс приводит к увеличению порового давления и уменьшению сопротивления течения водогрязевой смеси в канале вулкана. Это также может быть процесс формирования пузырьков газа и перенос с их помощью давления на вышележащие горизонты в результате сейсмического воздействия [16]. Вопросы мобильности пузырьков газа в связи с реологическими характеристиками водогрязевой смеси рассматриваются в работе [22]. Возможно также, что таким механизмом является изменение проницаемости подводного канала вулкана, например, вследствие декольматации трещин за счет возникновения избыточного давления при прохождении сейсмического импульса [6]. Изменение проницаемости может быть обусловлено и разложением залежей газовых гидратов, закупоривающих канал грязевого вулкана. Следует отметить, что некоторые авторы указывают на частотную зависимость отклика грязевых вулканов на сейсмические события – вулканы более восприимчивы

к длиннопериодным сейсмическим волнам, чем к волнам с меньшим периодом той же самой амплитуды [20]. Однако статистика по этому вопросу накоплена пока небольшая, поэтому однозначные выводы здесь пока преждевременны.

В ходе мониторинговых наблюдений на Южно-Сахалинском грязевом вулкане нами установлен ряд проявлений Невельского и Горнозаводского землетрясений (17 августа 2006 г. и 2 августа 2007 г., соответственно) – аномальные изменения дебита и химического состава свободных газов, температуры и элементного состава водогрязевой смеси в грифонах вулкана [3–5]. По результатам этих детальных наблюдений предлагается следующий механизм отклика грязевого вулкана на землетрясения, объясняющий всю совокупность описанных эффектов. При этом считается, что основной движущей силой грязевого вулканизма является природный газ (как правило, смесь CH_4 и CO_2), большие скопления которого находятся в нижней части грязевулканического канала. Для Южно-Сахалинского грязевого вулкана глубина залегания газовой залежи составляет по изотопным данным около 10 км. Логично предположить, что за время существования вулкана столб водогрязевой смеси в канале насыщается растворенным газом. Согласно закону Генри объем газа, растворенного в жидкости, пропорционален давлению газа. Используя температурные зависимости константы Генри и коэффициента Сеченова для CH_4 и CO_2 [8], рассчитана зависимость растворимости этих газов от глубины для подводящего канала вулкана. При помощи уравнения диффузии с конвективным слагаемым рассчитаны концентрации растворенных газов в канале вулкана для разных моментов времени. Ключевым моментом здесь является парциальное давление газа у основания столба водогрязевой смеси. Выполненные расчеты показывают, что насыщение газом водогрязевой смеси, по крайней мере для части подводящего канала, является вполне достижимым за период времени между двумя последовательными извержениями. При подъеме водогрязевой смеси на дневную поверхность происходит декомпрессия и часть растворенного газа переходит в свободную фазу. Этот процесс во многом определяет дебит и химический состав свободных газов из грифонов вулкана.

В фазе разрежения импульса давления, обусловленного прохождением сейсмических волн через канал вулкана, давление в данной точке среды становится ниже давления насыщения. Следовательно, при сейсмическом воздействии в канале вулкана будет происходить процесс, аналогичный акустической кавитации – разрыву сплошности водогрязевой смеси и появлению парогазовых пузырьков. Подобное явление уже давно известно при сейсмическом воздействии на нефтегазовые пласты для повышения их отдачи. В работе [7] говорится о внутрислоистовом разгазировании нефти за счет повышения давления насыщения нефти газом под воздействием колебаний. В работе [10] обсуждается механизм образования свободного газа из существенно недонасыщенной нефти. В работе [9] указано, что сейсмические волны в пласте из-за трения зерен коллектора возбуждают ультразвук, который интенсифицирует выделение газа из пластовой нефти. Косвенным подтверждением нашей гипотезы является также случай усиления активности грифонов, зафиксированный при вибросейсмическом зондировании грязевого вулкана Шуго [2]. Наконец самые последние исследования экспериментально показали возможность возникновения пузырьков газа в насыщенных CO_2 поровых водах под действием волн Р-типа и волн Рэлея [15]. Из-за быстрого перехода части растворенного газа в свободную фазу происходит увеличению дебита газа, что и наблюдается после землетрясений. При этом различный характер зависимости растворимости CH_4 и CO_2 от глубины приводит к изменению их соотношения между собой, то есть приводит к

изменению химического состава свободных газов, истекающих из грифонов вулкана. После землетрясения наблюдается тренд к постепенному восстановлению прежнего состава свободных газов [5], что отражает, по нашему мнению, процесс повторного насыщения водогазовой смеси газом, который поступает из питающей вулкан газовой залежи. Время релаксации (восстановления исходного состава) составляет для разных грифонов от 70 до 140 суток. В течение этого времени грязевой вулкан должен иметь пониженную чувствительность к последующим возможным землетрясениям. Длительность времени релаксации должна зависеть от амплитуды колебаний акустического давления на фронте сейсмической волны.

После сильных землетрясений в брекчии, изливаемой из грифонов Южно-Сахалинского грязевого вулкана, происходит также повышение концентрации Ca, Mn, Mg и Fe. Наши последние эксперименты показали, что вариации элементного состава следует объяснять изменениями относительного содержания частиц разного размера, выносимых вулканом на дневную поверхность. Исследование распределения элементного состава брекчии по различным размерным фракциям (< 50 мкм, 50–100 мкм, 100–250 мкм, 250–500 мкм) свидетельствует о том, что содержание Ca, Mn, Mg и Fe повышается с увеличением размера фракции. Полученные данные показывают также четкую корреляцию между содержанием этих элементов и неорганического углерода в брекчии. Это значит, что указанные металлы находятся в брекчии в форме карбонатных минералов, которые, вероятно, имеют аутигенное происхождение. Заметим, что в работах [17, 23] рассматривается связь между гранулометрическим составом сопочной брекчии и скоростью ее течения, которая ассоциируется с активностью грязевого вулкана. Сделан вывод, что по своим реологическим характеристикам брекчия является вязкопластичной жидкостью Гершеля-Балкли. Исходя из этого сделан расчет скорости течения брекчии, необходимой для выноса грязевым вулканом на дневную поверхность частицы того или иного размера. По нашим наблюдениям реологические свойства брекчии нельзя считать неизменными. После землетрясений брекчия в некоторых грифонах Южно-Сахалинского грязевого вулкана становится более густой и вязкой – предположительно, вследствие коагуляции. Из-за чего из грифонов вулкана выносятся более крупные частицы, что и является причиной отмеченных изменений элементного состава брекчии.

Таким образом, нами предложен механизм, позволяющий непротиворечиво и с единых позиций объяснить все наблюдаемые проявления сейсмичности в деятельности грязевых вулканов. Наличие такого механизма дает возможность корректно интерпретировать получаемые эмпирические данные.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-01768).

Литература

1. Астахов А.С., Сергеев К.Ф., Мельников О.А. и др. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации // ДАН. Т. 386, № 2. 2002. С. 223–228.
2. Глинский Б.М., Собисевич А.Л., Фатьянов А.Г., Хайретдинов М.С. Математическое моделирование и экспериментальные исследования грязевого вулкана Шуго // Вулканология и сейсмология. 2008. Т. 2, № 5. С. 69–77.
3. 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 // ДАН. 2008. Т. 423, № 4. С. 533–537.
4. 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.
5. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // ДАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 256–261.
 6. Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М. и др. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. 2011. № 12. С. 50–62.
 7. Кузнецов О.Л., Симкин Э.М., Чилингар Дж. Физические основы вибрационного и акустического воздействий на нефтегазовые пласты. М.: Мир, 2001. 260 с.
 8. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971, 240 с.
 9. Николаевский В.Н., Степанова Г.С. Нелинейная сейсмика и акустическое воздействие на нефтеотдачу пласта // Акустический журнал. 2005. Т. 51, № 7. С. 150–159.
 10. Сердюков С.В., Курленя М.В. Механизм стимуляции добычи нефти сейсмическими полями малой интенсивности // Акустический журнал. 2007. Т. 53, № 5. С. 703–714.
 11. Babayev G., Tibaldi A., Bonali F.L., Kadirov F. Evaluation of earthquake-induced strain in promoting mud eruptions – the case of Shamakhi-Gobustan-Absheron areas, Azerbaijan // Natural Hazards. 2014. V. 72. P. 789–808.
 12. Bonini M. Mud volcano eruptions and earthquakes in the Northern Apennines and Sicily, Italy // Tectonophysics. 2009. V. 474. P. 723–735.
 13. Bonini M., Rudolph M.L., Manga M. Long- and short-term triggering and modulation of mud volcano eruptions by earthquakes // Tectonophysics. 2016. Vol. 672-673. P. 190-211.
 14. Chaudhuri H., Ghose D., Bhandari R.K. et al. A geochemical approach to earthquake reconnaissance at the Baratang mud volcano, Andaman and Nicobar Islands // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 46. P. 52–60.
 15. Crews J.B., Cooper C.A. Experimental evidence for seismically initiated gas bubble nucleation and growth in groundwater as a mechanism for coseismic borehole water level rise and remotely triggered seismicity // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 7079–7091.
 16. Linde A.T., Sacks I.S., Johnston M.J.S., Hill D.P., Bilham R.G. Increased pressure from rising bubbles as a mechanism for remotely triggered seismicity // Nature. 1994. V. 371. P. 408–410.
 17. Manga M., Bonini M. Large historical eruptions at subaerial mud volcanoes, Italy // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2012. V. 12. P. 3377–3386.
 18. Manga M., Brumm M., Rudolph M.L. Earthquake triggering of mud volcanoes // Marine and Petroleum Geology. 2009. V. 26. P. 1785–1798.
 19. Mellors R., Kilb D., Aliyev A., Gasanov A., Yetirmishli G. Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2007. V. 112. doi: 10.1029/2006JB004489.
 20. Rudolph M.L., Manga M. Frequency dependence of mud volcano response to earthquakes // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. doi:10.1029/2012GL052383.
 21. Rudolph M.L., Manga M. Mud volcano response to the 4 April 2010 El Mayor-Cuapah earthquake // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2010. V. 115. doi:10.1029/2010JB007737.
 22. Tran A., Rudolph M.L., Manga M. Bubble mobility in mud and magmatic volcanoes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 294. P. 11–24.
 23. Vona A., Giordano G., De Benedetti A.A., D'Ambrosio R., Romano C., Manga M. Ascent velocity and dynamics of the Fiumicino mud eruption, Rome, Italy // Geophysical Research Letters. 2015. V. 42. P. 6244–6252.
 24. Yang T.F., Fu C.C., Walia V. et al. Seismo-geochemical variations in SW Taiwan: multi-parameter automatic gas monitoring results // Pure and Applied Geophysics. 2006. V. 163. P. 693–709.

А.А. Коковкин

ОСОБЕННОСТИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

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

Трансконтинентальная структура Альпийско-Гималайского (Средиземноморского) подвижного пояса (АГПП) динамично развивается от мезозоя до настоящего времени. Здесь рассматриваются некоторые особенности восточной части этого пояса (от Волги до окраины Азии) с акцентом на завершающую, неоплейстоцен-голоценовую стадию его развития. Этот короткий временной интервал протяженностью около 500 тыс. лет насыщен, тем не менее, многообразием структурирующих этот пояс, масштабных, тесно взаимосвязанных эндогенных процессов. Сдвиговая тектоника, сейсмотектоника, базальтовый магматизм и гидротермальный метасоматоз активно развиваются здесь до настоящего времени. Но информация по этим процессам крайне ограничена, поскольку следы их маскированы синхронными экзогенными процессами и более ранним, интерферированным структурным фоном коры.

В 2015 г. в составе комплексной экспедиции «Гагаринского плавучего Университета» автором проведено маршрутное изучение новейшей (эоцен-голоценовой) тектоники, сейсмотектоники и гидротермального метасоматоза на территории Среднего Поволжья, в интервале городов Саратов-Камышин. Здесь на абразионном уступе Волги (далее просто Уступ) с прилегающей частью ее Правобережья получена объемная, принципиально новая информация по этим процессам и, в том числе, по неоплейстоцен-голоценовым процессам с возрастом моложе 30 тысяч лет. В результате, была выделена структура новейшего Правобережного свода, сформирована ее эволюционная модель с акцентом на плейстоцен-голоценовое время.

Достоверность этих работ обеспечила яркая выраженность молодых процессов на высоком (до 50 м) Уступе с его свежими, постоянно подновляемыми Волжской абразией обнажениями. Наличие здесь надежных геологических реперов позволяет уверенно датировать возраст всех этих процессов. Сам Уступ сложен рыхлыми и слабо литифицированными отложениями мела и палеоцена, с реликтами неоплейстоценовых хвалыньских (морских) красноцветов и более поздних палеоврезов, выполненных аллювиальными осадками.

На всем протяжении Уступа все эти образования насыщены сдвиговыми дислокациями. Ранее здесь был известен едва ли не единственный, выделенный Е.В. Милановским [3], Щербаковский сброс. Особенно широкое развитие получили здесь дислокации неоплейстоцен-раннеголоценовой стадии, смещающие хвалыньские осадки и упомянутые постхвалыньские палеоврезы. На изученном маршруте Уступе выявлено также более 100 неизвестных здесь ранее сейсмодислокаций (СД). Все эти дислокации – поверхностные (бескорневые) разрывные структуры клиновидной морфологии. Большинство из них – весьма крупные. Ими до глубины 15–20 м деформирована верхняя часть осадочного разреза и, в том числе, поверхность постхвалыньского пенеплена с основанием перекрывающего ее современного почвенного слоя. Судя по характеру этих СД, на территории Среднего Поволжья, на границе плейстоцен-голоцен (10–12 тыс. лет назад) произошло мощное сейсмическое событие или серия сближенных во времени событий, интенсивностью не менее 10 баллов.

На Уступе с прилегающей частью Правобережья выявлены многочисленные проявления очагового низкотемпературного аргиллизитового метасоматоза различной (нередко весьма экзотической) морфологии и состава, с разным временем образования. Здесь, судя по всему, действовала контролируемая сдвиг-надвиговой тектоникой, длительно развивающаяся гидротермальная система, менявшая состав своих растворов от углекислого (в палеоцене) к преимущественно кремнекислому (в середине новейшего этапа) и снова на углекислый (в плейстоцене-голоцене).

Анализ полученных сведений показал, что в этой части Альпийско-Гималайского пояса в течение только последних 30 тыс. лет прошла целая череда масштабных, тесно взаимосвязанных процессов и событий:

- Здесь в это время активно развивалась заложенная в олигоцене структура Правобережного свода.

- За 20 тыс лет (до начала голоцена) прошла волна «Великой» Хвалынской трансгрессии, захватившей значительную часть реликтовой структуры Прикаспийской впадины и остановленная на северо-западе Правобережным сводом.

- В конце плейстоцена, в ходе региональной активизация орогенеза, структура свода была также активизирована.

- За этим последовала регрессия Хвалынского моря с последующим образованием постхвалынского пенеplена.

- В постхвалынкское время (на границе плейстоцен-голоцен) сформировалась система Волги с ее палеодолинами.

- В динамичном взаимодействии с водной системой Волги, под определяющим влиянием глобальной ротации, до настоящего времени развивается абразионная структура Уступа.

- В начале голоцена по Среднему Поволжью прошла волна мощных землетрясений с развитием на поверхности Уступа масштабных сейсмодислокаций.

- На этом эволюционирующем фоне широкое развитие получил гидротермальный углекислый метасоматоз.

Волжский Уступ, на котором все эти процессы оставили исключительно ярко выраженные следы, является идеальным полигоном для изучения неоплейстоцен-голоценовой истории, не имеющим аналогов в мировой практике.

Южнее в это же время синхронно развивались рифтогены Каспия и Черного моря, ороген Кавказа [5,6]. Их плейстоцен-голоценовая коллизионная система формируется под влиянием Аравийской плиты, смещающейся к северу под прессом суперплюма Индийского океана.

Проведенные на Волжском Правобережье работы позволили уточнить и ряд обозначенных ранее особенностей плейстоцен-голоценового развития Востока Азии, где структура АГПП активно взаимодействует с Тихоокеанским подвижным поясом (ТОПП). Для области их взаимодействия была сформирована система региональных моделей и более детальных моделей структур-полигонов [1,2]. По принятым ранее представлениям [4], структура АГПП в районе Памира и Тибета круто подворачивает к юго-востоку. Однако, в ходе моделирования было установлено, что севернее этой Гималайской ветви вся основная широтная мезозойско-кайнозойская структура этого пояса продолжается далее на восток, с выходом через структуру ТОПП в зону перехода континент–океан.

Ход внутреннего структурирования области взаимодействия АГПП и ТОПП определил механизм трехстороннего пульсационного прессы двух кратонов (Сибирского и

Китайского) и Тихоокеанской плиты – западной части одноименного суперплюма. В позднем плейстоцене–голоцене на характер его пульсаций определяющее влияние оказал короткий, но мощный ритм глобального сжатия. На Востоке Азии работа трехстороннего пресса была в это время дополнена воздействием Филиппинской и Индийской плит, смещающихся (как и Аравия) под влиянием суперплюма Индийского океана в северном направлении.

В результате, к концу голоцена на Востоке Азии в АГПП была сформирована сложноорганизованная коллизионная система, с наиболее контрастно выраженной южной, приближенной к Индии Гималайской орогенной ветвью. Неоплейстоцен-голоценовый возраст этой ветви обозначен деформацией развитой на границе с Тибетом плиоценовой формации Джигуда [7], и самой структурой Гималаев, активно воздымающейся до настоящего времени. К западу, в глубину континента, Гималайская ветвь продолжается плейстоцен-голоценовыми орогенами Памира, Тянь-Шаня и Кавказа.

Менее контрастно, по сравнению с Гималайской ветвью, но тоже достаточно ярко, проявлена северная ветвь этой коллизионной системы, формирующаяся под прессом Сибирского кратона, смещающегося к югу (в составе Евразийской плиты). Эта ветвь представлена орогенными сооружениями Алтая, Саян, Становика и Джугджура. Индикаторами активности плейстоценовой геодинамики являются здесь деформации вложенных в эти орогены новейших инверсионных впадин Байкало-Удской рифтогенной системы (Тункинской, Верхне-Зейской, Боконской и др.). На востоке, уже в зоне перехода континент–океан, разломы Монголо-Охотской системы Альпийско-Гималайского пояса контролируют развитие структуры Удской губы, наращивающей к западу современный рифтоген Охотского моря. Активность современной геодинамики северной ветви подчеркнута взломом этими разломами плейстоценового пенеппена в южной части Сибирского кратона (район Становика), с вертикальной амплитудой смещения его поверхности до 1–2 км, а также наличием открытых полостей приразломных инверсионных впадин Байкала и Хубсугула. Они обводнены, но еще не успели заполниться осадками. Современная активность этой ветви выражена также наличием в ней базальтовых вулканов с возрастом в первые тысячи лет (Тува, Тункинская впадина, Токинский Становик).

Между северной и южной ветвями в ходе плейстоцен-голоценовой коллизии была деформирована структура Китайского кратона, разбитого в это время на систему жестких блоков (Таримский, Ордосский и др.). Севернее, в условиях коллизионного сжатия, была взброшена и деформирована структура Монгольского нагорья. Развитый на ней плейстоценовый пенеппен был взломан в конце плейстоцена структурой Монгольского Алтая и более локальными гобийскими поднятиями (Чойр, Харат и др.) При этом вся структура Альпийско-Гималайского подвижного пояса характеризуется высокой современной сейсмичностью. С ней пространственно совмещен Трансазиатский сейсмический пояс. Его сейсмичность отчетливо конформна плейстоцен-голоценовой структуре АГПП. Ее активные разломы контролируют позицию гипоцентров коровых землетрясений, а неоднородности ее внутренней структуры с развитыми на их границах комплексными (динамическими, плотностными, фазовыми) барьерами контролируют распределение сейсмодислокаций. Следует заметить, что все наблюдаемые в них СД – это поверхностные (бескорневые) структуры.

К этому необходимо добавить, что к концу новейшего этапа глубинные разломы АГПП были фрагментированы знакопеременно-сдвиговой тектоникой и превращены в сложно построенные зоны мощностью в многие десятки километров [1]. Эта фрагмен-

тация активно продолжалась и в плейстоцен-голоценовое время. В результате, разломы АГПП были превращены в раскрытые, флюидоводонасыщенные структуры с активной современной гидродинамикой. В них по всей структуре АГПП работают современные минеральные источники, холодные и термальные, с водами сложного флюидного состава (CO₂, H₂S, He, CH₄, NO, Rn и др.).

Приведенные сведения указывают на то, что рассматриваемая здесь структура АГПП, от Волги до окраины Азии, развивалась в неоплейстоцен-голоценовое время в весьма напряженном режиме. Даже в последние 30 тысяч лет, как показали исследования Волжского Уступа, здесь запрессовано множество масштабных эндогенных процессов с весьма высокой энергетикой и различным структурно-вещественным выражением. Доминирующий в это время на континенте орогенез сопровождался в АГПП масштабной сдвиговой тектоникой, сейсмотектоникой, проявлением гидротермального метасоматоза, а на востоке и развитием современного базальтового вулканизма. Рифтогенез был локализован во времени и пространстве, развиваясь в зонах повышенной мобильности на границе с орогеном Кавказа и далее к западу – по структурам Понто-Каспия, Черного и Средиземного морей. В голоцене в структурах плейстоцен-голоценовых орогенов синхронно с ними развивались локальные современные инверсионные (приразломные) впадины – Иссык-Куль, Хубсугул, Байкал и др.

Глубинные энергоемкие процессы неоплейстоцена-голоцена, вместе с развивающимися в динамичном равновесии с ними, полярно направленными экзогенными процессами, определили характер современного рельефа и, в значительной мере – состояние внутренней структуры Альпийско-Гималайского подвижного пояса. При транс-континентальном характере его основной субширотной структуры, протягивающейся до восточной окраины Азии, этому поясу, пожалуй, в большей мере соответствует название Трансевразийского. Тем более, что вложенный в АГПП сейсмический пояс уже имеет это название.

Литература

1. Коковкин А.А. Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование: Автореф. докт. дис. М.: РИС ВИМС, 2007. 50 с. <http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/>.
2. Коковкин А.А. Новейшая структура Сихотэ-Алинского орогена: эволюционная модель // РГиМ. № 52. 2012. С. 39–48.
3. Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.-Л.: Гос. Тех. Изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1940 309 с.
4. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий. М 1:4000000. Авторы: Мазарович Ю.А., Милановский Е.Е., Костюченко С.Л. / Отв. ред. Е.Е. Милановский, академик РАН. М.: МГУ, 2007.
5. Никишин А.М., Фокин П.А., Тихомиров П.Л. и др. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. 388 с. Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып. 1.
6. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический ф-т МГУ, 2012. 264 с.
7. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic Tectonic of Asia: Effects of a continental collision // Science, 1975. V. 189, N 4201. P. 419–426.

А.А. Коковкин

**НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ РУБЕЖ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ И ЕГО
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ**

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

Этот рубеж отражает резкое изменение в ходе развития нашей планеты и имеет по этой причине фундаментальное значение. И не только для геологии, поскольку с ним связано развитие популяции «*homo sapiens*». Специфика глобальных геологических процессов позднего плейстоцена–голоцена определили условия ее появления и сформировали среду ее современного обитания. Изменчивость этой среды, с ее многочисленными природными рисками, определяется, в первую очередь, эндогенными процессами этого времени – характером тектоники, вулканизма, сейсмичности и флюидогеодинамики. Периодика климатических изменений – лишь следствие этих глубинных процессов. Вместе с тем, сведения по ним крайне неопределенны и фрагментарны. Они теряются в общем дискретном информационном поле геологии. В значительной мере это связано с тем, что в ней исторически сформировалось устойчивое представление о незначительности вклада в формирование структуры Земли не только этого чрезвычайно короткого (не более 50 тыс. лет) временного интервала, но и всего новейшего (эоцен–голоценового), значительно более продолжительного этапа. На самом деле, вклад этот не так уж мал. Сложно выделить надежно идентифицируемые следы этого вклада. Разрушить упомянутый выше стереотип представлений о незначительности роли неоплейстоцен–голоценовых процессов в связи с этим непросто. Для этого необходим системный анализ всего многообразия структурирующих Планету процессов, как внутренних, так и внешних, с исследованием характера их взаимосвязей. Такой анализ должен строиться на эволюционной, междисциплинарной основе. Наша геология, с ее глубоко дифференцированной структурой, на это, к сожалению, не настроена.

В этой статье предпринята попытка показать продуктивность такого анализа. Основой послужили результаты работ по моделированию структуры Востока Азии [2], ориентированному на мезозой и кайнозой, с акцентом на новейший этап. Выбор такой ориентировки – в особенностях геологического информационного поля этого региона. С одной стороны, мезозойско-кайнозойское время обеспечено наиболее достоверной, в целом по Планете, исходной информацией, поскольку современная система континентов и океанов была заложена на границе палеозой–мезозой. Это, естественно, упрощает проведение соответствующих реконструкций. Раннемезозойский рубеж фиксируется, прежде всего, глобальной кольцевой структурой Тихоокеанского подвижного пояса. С другой стороны, Восток Азии отличается острейшим дефицитом информации по эоцен–голоценовому этапу. Моделирование этой структуры и было изначально направлено на ликвидацию этого дефицита. Параллельно на примере новейшей структуры этого региона разрабатывалась модель волнового структурирования континентальной коры [2, 3], в основу которой были положены представления о пульсационном развитии Земли [4].

Методика и методология этого моделирования строились на междисциплинарной эволюционной основе, на принципах и подходах синергетики. В соответствии с ними, любая геологическая система является системой открытого типа, самоорганизующейся, развивающейся необратимо, в нелинейном, волновом режиме. По волновой модели ход структурирования континентальной коры определил пульсационный режим мантийных

суперплюмов. Они транслируют сложноорганизованную ритмику вязкой пульсирующей мантии в жесткую структуру континентальной коры возвратно-поступательными движениями ее жестких блоков и развитием в ней волновых (знакопеременно-сдвиговых) деформаций. Трансляция осуществляется, прежде всего, по структурам подвижных поясов, окраинно- и внутри-континентальных, в которых под контролем знакопеременно-сдвиговой тектоники формируется волновая рифтогенно-орогенная система. Характер взаимодействия континентов с суперплюмами наиболее ярко выражен в окраинно-континентальных структурах (ОКС). При моделировании ОКС Востока Азии постепенно проявилась все более заметная роль в структурировании коры неоплейстоцен-голоценовых процессов и событий.

В последние годы эти работы были дополнены изучением структуры – антипода Востока Азии – новейшей ОКС Намибии [3]. Орогенно-рифтогенная структура этой ОКС, расположенной на юго-западе Африки, формировалась с эоцена, в ходе взаимодействия Африканского континента и Атлантического суперплюма. Была разработана принципиально новая модель этой структуры с характеристикой ее новейшей тектоники, осадкообразования, дефляционной эрозии и гидрогенного уранового рудогенеза. Проведено изучение намибийского феномена – «калькреты». На территории Намибии было выделено несколько крупных (диаметр до 150 км) неоплейстоценовых астроблем. Кольцевые деформационные структуры этих астроблем – результат реактивной отдачи коры на удар астероидов, взломали здесь поверхность неоплейстоценового пенеплена. После этой бомбардировки намибийская ОКС резко изменила ход своего развития. Доминировавший в ней ранее на протяжении основной части новейшего этапа рифтогенез сменился сжатием, с резкой активизацией орогенеза. Западная часть ОКС была поглощена Атлантикой. Реакция коры на удар астероидов сопровождалась активизацией новейших разломов и их флюидной системы, с выбросом по разломам углекислых растворов на поверхность и очаговой проработкой карбонатами проницаемых осадков новейших рифтогенов. Зафиксированная скважинами мощность этих очагов местами превышает здесь 300 м. Такова природа упомянутого феномена намибийской «калькреты».

Особенно ярко неоплейстоцен-голоценовый рубеж с его глобальным уровнем выражен в феноменальной молодости Мирового океана. Этот гигантский водный бассейн, весьма древний (едва ли не протерозойский) по общепринятым представлениям, в его современном контуре, тем не менее, практически лишен мезозойско-кайнозойских (до неоплейстоценовых) осадков. Ложе современного Океана – это действительно древняя по отношению к нему, реликтовая структура мезозойского заложения. При этом рельеф ложа отчетливо тектонический, с выраженными признаками молодого, неоплейстоцен-голоценового возраста. И все океанические структуры – зоны перехода континент-океан и глубоководные желоба, зоны субдукции, внутриокеанические поднятия (срединные, как в Атлантике, и периферические, как в Тихом океане), впадины и системы океанических разломов – это, прежде всего, столь же молодые плейстоцен-голоценовые структуры, активно развивающиеся и в настоящее время. Свое современное состояние древняя структура океанического ложа приобрела именно под их воздействием. Это никак не согласуется с устоявшимися представлениями о древности Мирового Океана.

Перечисленные признаки молодости Океана хорошо видны на примере его наиболее изученного Тихоокеанского сектора. Рельеф ложа Тихого океана контрастный и отчетливо молодой. Перепад отметок его впадин и поднятий местами превышает 15 км. При этом впадины (даже самые глубокие) практически не заполнены осадками. Такова

и расположенная на его юго-западе самая глубокая океаническая впадина Земли, Марианская, с ее одноименным 11-километровым желобом. Рельеф Тихоокеанского ложа с выраженными признаками его тектонического происхождения был сформирован, судя по всему, в неоплейстоцене–голоцене.

Молодость рельефа Тихоокеанского ложа подчеркнута молодостью его трансформных разломов. На востоке, на тонкой океанической коре, они практически не фрагментированы и выглядят как современные структуры. При этом само ложе – это реликтовая, трансформированная плейстоцен-голоценовой тектоникой мезозойская структура. На востоке, в наиболее мобильной части суперплюма, оно сложено мантийными базальтоидами преимущественно мелового возраста. Они лишь местами перекрыты локальными реликтами мезозойских и кайнозойских (доплейстоценовых) осадков с тектоническими ограничениями. Количество этих реликтов нарастает на западе Тихого океана, где в зоне взаимодействия суперплюм–континент сформировалась (под дополнительным влиянием планетарной ротации) сложная по строению структура зоны перехода

Реликтовый характер структуры Тихоокеанского ложа с выраженной тектонической природой его молодого рельефа, практическое отсутствие на нем плейстоцен-голоценовых осадков, молодость его разломов – все это свидетельствует о том, что эта структура с ее гигантским осадочным бассейном исключительно молода. Она была занята океаном, по-видимому, лишь в неоплейстоцен–голоценовое время и ее седиментационный потенциал еще не успел реализоваться. До этого на месте океана в течение мезозоя и кайнозоя была в основном суша. В основную часть новейшего этапа седиментация развивалась здесь в основном в пределах (современной) зоны перехода. Более масштабная мезозойская трансгрессия вышла значительно дальше на обрамляющие Тихоокеанский суперплюм континенты, оставив после себя следы в виде реликтовой кольцевой структуры Тихоокеанского подвижного пояса. Молодость современной структуры Тихого океана с высокой активностью ее неоплейстоцен-голоценовой геодинамики дополнительно подчеркнута обрамляющим его Тихоокеанским «огненным кольцом» с его аномальной сейсмичностью, насыщенностью действующими вулканами и островными дугами – современными орогенами. Отмеченные особенности характерны и для всех других частей Мирового Океана, с поправкой на их специфику.

Таким образом, на завершающем этапе развития Земли обозначается глобальный неоплейстоценовый рубеж, положивший начало мощному ритму глобального сжатия, пришедшему на смену более длительного ритма растяжения, продолжавшегося всю основную часть новейшего этапа [3]. В ходе новейшего растяжения апикальные части суперплюмов были выведены на поверхность и эродированы. Этим и объясняется реликтовый характер их структуры современного океанического ложа. Последовавшее неоплейстоцен-голоценовое сжатие сопровождалось значительным сокращением объема мантии. Тонкая кора океанов в это время структурировалась в динамичном, преимущественно, рифтогенном режиме, прогибаясь с образованием нерегулярной системы впадин и подчиненных им поднятий. Океаны при этом активно наращивали свою глубину. В наиболее динамично развивающихся внутриокеанических поднятиях получили развитие спрединговые явления. Сжатие сопровождается общим повышением уровня Мирового океана, развитием современной трансгрессии и абразией континентов. Жесткая кора континентов под влиянием этого сжатия подверглась интенсивной коллизии, с выраженной доминантой орогенеза.

Для выяснения природы этого рубежа вернемся к упомянутому выше потоку нео-

плейстоценовых астероидов и сформированных им астроблем. Количество известных на Земле крупных (диаметром более 20 км) астроблем невелико – не более 100. Но размер сформировавших их астероидов достигал многих километров. Возраст поверхностных деформационных структур астроблем, определяемый по возрасту деформируемых ими пород, варьирует в весьма широких пределах – до 2 млрд лет, что вызывает вполне определенные сомнения. Сами астроблемы стали активно выявляться лишь в последние десятилетия (в основном, на равнинных ландшафтах), с появлением систем космического дистанционного зондирования. Их кольцевые деформационные структуры весьма контрастно выражены на поверхности равнин и уверенно выделяются на космоснимках. Но такая их выраженность в современном рельефе является прямым свидетельством их молодого, позднеплейстоценового–раннеголоценового возраста. У более ранних астроблем не было шансов сохраниться на поверхности коры под мощным прессом эрозии и химического выветривания. Очевидно, именно поэтому количество земных астроблем много меньше, чем кратеров на небольшой Луне, где эти процессы не работают.

Судя по всему, в конце плейстоцена Земля была подвержена массивной бомбардировке потоком астероидов, значительная часть которых пришлось на долю юго-западной Африки. Плотность бомбардировки Намибии подтверждается собранной в ней самой крупной на Земле коллекцией метеоритов (15 т) – «дождя» Гибсон, а также лежащим на поверхности Восточно-Намибийского рифтогена крупнейшего из известных, метеоритом Хоба (60 т). Концентрированность и молодость этой бомбардировки подчеркнута здесь феноменом свежей, слабо эродированной «калькреты», покрывающей практически всю равнинную поверхность Намибии, с выходом на ее периферию. На других континентах «калькрета» в таком ее варианте отсутствует. Но на всех континентах в это время также были активизированы флюидные системы разломов – вся их глобальная система до настоящего времени продолжает «дышать» углекислотой. Она, в той или иной степени, насыщена углекислыми минеральными (холодными и термальными) источниками.

Локализованное во времени, весьма мощное по энергетике (импульсное, по сути) воздействие потока столь крупных астероидов, по-видимому, и стало причиной резкой смены ее пульсационного режима, с переводом в режим сжатия. Характер этого интенсивного, нелинейно организованного сжатия и определил особенности дальнейшего, весьма напряженного развития Земли, состояние современной структуры ее континентов и океанов, особенности их вулканизма, сейсмогеодинамики и климатических изменений.

Литература

1. Васильев Б.И.. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 560 с.
2. Коковкин А.А. Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование: Автореф. докт. дис. М: РИС ВИМС, 2007. 50 с. <http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/>.
3. Коковкин А.А. Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. Саратов: Приволжская книжная палата, 2014. 188 с.
4. Милановский Е.Е. Пульсации и расширение Земли – возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое // Природа. 1978. № 7(755). С. 22–34.

А.В. Кудымов, М.В. Архипов

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ АКТИВИЗАЦИИ ГЛАВНЫХ РАЗЛОМОВ
НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ В КАЙНОЗОЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ
СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ ВПАДИН**

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

Согласно [2, 4], в поздний мел – кайнозое, в эпоху нового этапа рифтогенеза на Нижнем Амуре (ниже г. Комсомолск-на-Амуре по р. Амур) наиболее активными были разломы северо-восточного продолжения разломной системы Тан-Лу, (Утанский, Лимурийский [2] и Киселевский [4]), а также разрывы северо-западного простирания в низовьях р. Амур. Крайне актуален вопрос происхождения и развития сопряженных с разломами Тан-Лу кайнозойских впадин, формирование которых на прямую зависит от палеогеодинамики этих разломов. Палеогеодинамика разломов, как известно, определяется напряженным состоянием области динамического влияния последних.

С целью расшифровки динамических обстановок формирования отмеченных разломов и соответственно их кинематических характеристик, на восьми разобщенных участках (на юге территории – в районе Кузнецовского перевала, в районе с. Гурское и в береговых обнажениях р. Амур, напротив г. Комсомольск-на-Амуре, в средней части – в междуречье Амур–Лимури и в береговых обнажениях оз. Удыль, в северной части – в береговых обнажениях нижнего течения р. Амгунь, в районе р. Амур, северо-западнее п. Маго, вдоль Пальвинской протоки и на самом севере – на побережье Сахалинского залива, между мысами Мофетта и Литке) 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, 8, 9].

В ходе исследований составлено: в районе Кузнецовского перевала 5 сводных стереограмм, характеризующих локальный уровень полей напряжений, в районе с. Гурское – 3, в береговых обнажениях р. Амур, напротив г. Комсомольск-на-Амуре – 5; в средней части – в междуречье Амур–Лимури – 6, и в береговых обнажениях оз. Удыль – 6; в северной части – в береговых обнажениях нижнего течения р. Амгунь – 5, северо-западнее п. Маго, вдоль Пальвинской протоки – 3 и на побережье Сахалинского залива – 6. Эти стереограммы складывались из суммы конкретных реконструкций осей квазиглавных напряжений ($\sigma_1^1, \sigma_2^1, \sigma_3^1$) [9], их количество варьировало от 1 до 30. Реконструированные поля напряжения по ориентировкам осей квазиглавных нормальных напряжений разделяются на группы в соответствии с типами [10].

Реконструированные поля напряжения разделены на четыре группы. Две из них относятся к полям сдвигового типа, другие – к полям взбросового и сбросового типов.

Анализ полей напряжения различных восстановленных групп был проведен не только на восьми опорных участках, но и также и по площади, между ними. Для двух групп полей напряжений сдвигового типа и одной наиболее представительной группы взбросового типа, для всей рассматриваемой площади Нижнего Приамурья, были построены схемы ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений.

Поле напряжения сдвигового типа первого вида (группа А) имеет следующие ориентировки статистических траекторий: оси сжатия – на юге рассматриваемой территории – северо-восточную, в средней части – от меридиональной до северо-восточной

и на севере – северо-западную; оси растяжения – на юге – субширотную, в средней части – северо-западную и на самом севере – через субширотную до северо-восточной. Поле напряжения также сдвигового типа второго вида (группа Б) меняет ориентировки статистических траекторий осей. Они стали значительно более выдержанными по площади Нижнего Приамурья и ориентированы: сжатие в северо-западном, а растяжение в северо-восточном направлениях, причем, в средней части территории оси сжатия больше отклоняются к западу, а оси растяжения – к северу.

Схема ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений наиболее представительной группы взбросового типа (группа В) имеет следующие ориентировки: оси сжатия – северо-западную, а промежуточные оси – северо-восточную. Сбросовое поле напряжения очень слабо изучено и поэтому для него не строилась схема ориентации статистических траекторий субгоризонтальных тектонических напряжений. Согласно нашим исследованиям проведенным на рассматриваемой территории [3, 4, 6, 7] и за ее пределами [5], реконструированные поля напряжения различных типов и групп, являются разновозрастными, т.е. отвечают разным этапам деформаций. Кроме этого, эти же исследования позволили нам установить последовательность проявления этих этапов. В палеоцен–эоценовый период, сдвигового поля напряжения возобновилось активное левосдвиговое смещение по разломам северо-восточного продолжения разломной системы Тан-Лу. Синхронно с этим, формировались магматиты заключительной фазы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а на севере рассматриваемой территории (в низовьях р. Амур), в поле развития северо-западных правых сдвигов, закладываются впадины Нижнеамурской группы. В олигоцен–среднемиоценовый этап, уже правосдвиговых перемещений по отмеченным северо-восточным разломам (последующего сдвигового поля напряжения), формируется и развивается Удильская межгорная впадина. В период активных поздний миоцен–плиоценовых взбросовых движений взбросового поля напряжения, усложняется строение Удильской впадины и получает основное развитие впадины Нижнеамурской группы (к примеру Орельская впадина). В заключительный этап сбросовых смещений, непосредственно вблизи р. Амур, образуются многочисленные заливы и впадины озер, кроме этого, накапливались глины и суглинки верхней части разреза отложений Орельской впадины.

Литература

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Кириллова Г.Л., Анойкин В. И. Структура Амура-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // ДАН. 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 междунар. науч. конф. Екатеринбург: Ин-т 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. Кудымов А.В. Структурообразование в зоне северо-восточного фрагмента Колумбинского разлома (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2013. № 4. С. 68–79.
6. Кудымов А.В. Постаккреционные кинематические характеристики Наильдинского разлома Нижнего Приамурья разломной системы Тан-Лу // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56.
7. Кудымов А.В., Колтун П.А., Злобин Г.А. Постаккреционная кинематика дизъюнктивов в районе северного замыкания Самаркинского террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2014. № 5. С. 91–100.
8. Очертенко И. А., Трощенко В.В. Стереографические проекции в структурной геологии. Л.: Наука, 1978. 136 с.
9. Парфенов В. Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. С. 60–72.
10. Anderson E.M. The dynamics of faulting – Edinburg: Oliver and Boyd. 1951. 206 p.

М.Н. Лунева, В.В. Пупатенко

**СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ ПО ДАННЫМ
РАСЩЕПЛЕННЫХ S И ScS ВОЛН ОТ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

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

Современная геодинамика северо-восточного региона Азии определяется взаимодействием Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской основных плит. Продвижение Тихоокеанской плиты со скоростью около 80 мм/год привело к образованию Курило-Камчатской зоны субдукции. Важным направлением в геодинамических исследованиях является выявление взаимосвязи конвективных течений в мантии с направлением движения литосферных плит. В области сочленения Японской и Курильской дуг Тихоокеанская плита погружается в мантию в северо-западном направлении и выполаживается на глубине 400–650 км, протягиваясь вдоль переходной зоны мантии под континентальной частью Азии. Под Охотским морем Тихоокеанская плита погружается до глубины 700 км с образованием впадины с простиранием вдоль острова Сахалин [4].

Сейсмическая анизотропия среды может быть обнаружена на основе эффекта расщепления поперечной волны на две волны, которые распространяются с разной скоростью и поляризацией во взаимно-ортогональных направлениях. Основными параметрами расщепленных S волн являются азимут поляризации быстрой волны (ϕ) и время задержки медленной волны (δt), которые несут информацию о направленности течений и степени анизотропии мантии. В исследованиях сейсмической анизотропии наиболее информативными являются методы, основанные на измерении параметров объемных расщепленных поперечных волн разного типа и измерении скорости поверхностных волн Рэлея и Лява, распространяющихся от землетрясений. Анизотропия реальных сред обусловлена предпочтительным ориентированием кристаллов или кристаллической решетки породообразующих анизотропных минералов. В условиях верхней мантии деформации рассматриваются в рамках модели вязкопластических течений с преимущественной ориентацией кристаллов оливина, обусловленной дислокационным скольжением [5]. Сейсмические исследования показывают хорошую согласованность сейсмической анизотропии с результатами измерения абсолютного движения плит в области, где развиваются преимущественно горизонтальные течения в астеносфере, а также латеральную неоднородность анизотропии мантии, связанную с изменением реологических свойств [2]. Трудности в интерпретации сейсмических данных связаны с зонами субдукции, где развиваются наклонные течения [3, 6].

Данная работа посвящена исследованию сейсмической анизотропии мантии Северо-Востока Азии по данным расщепленных прямых S и отраженных от внешнего земного ядра ScS волн от сильных глубоководных землетрясений. Измерения параметров поперечных волн от сильных землетрясений позволяют исследовать сейсмическую анизотропию мантии в зависимости от направления распространения волн в области станций региональной сети. Использование сильных землетрясений позволяет также оценить сейсмическую анизотропию мантии в континентальных областях Азии, где землетрясения проявляются преимущественно в земной коре.

Для исследований было выбрано мощное Охотское землетрясение (2013.05.24, M 8.4, H 603 км) и два сильных глубоководных землетрясения, которые произошли в области п-ова Камчатка (2008.07.05, M 7.7, H 646 км) и о-ва Сахалин (2012.08.14, M

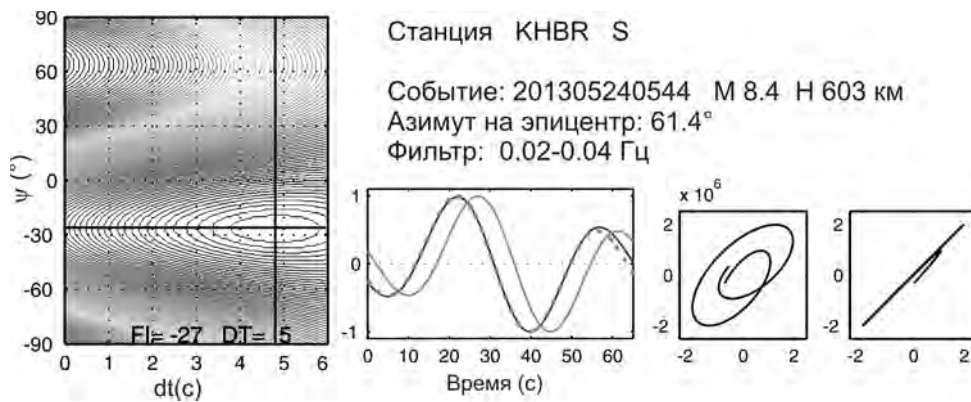


Рис. 1 Пример измерения параметров расщепленных S волн в области станции KHBR от Охотского землетрясения. Слева: карта распределения функции невязки, рассчитанной в рамках EV метода с определением локального экстремума функции и оптимальных параметров Ψ и dt . В центре показаны нормализованные волновые записи быстрой волны (черный цвет) и медленной волны (серый цвет) с коррекцией на время задержки dt (пунктир). Справа показаны проекции смещения частицы до и после коррекции.

7.7, H 583 км). В исследовании использовались широкополосные сейсмические записи землетрясений, зарегистрированные станциями STS-2 сети Сахалинского филиала Геофизической службы РАН, станциями международной сети IRIS и станциями REFTEK Единой сети деформационных и сейсмологических наблюдений ДВО РАН.

Задачей исследования является восстановление линейной поляризации быстрой S волны φ из эллиптически поляризованного смещения частицы и времени задержки dt . Для измерения оптимальных параметров расщепленных S волн применены два метода: 1) метод взаимной корреляции волновых форм (RC-Rotation Correlation); 2) метод сингулярного разложения ковариационной матрицы вектора смещений на собственные значения (EV- Eigen Value) [7]. С целью уменьшения влияния шума в методах RC и EV применен подход минимизации функции невязки [8]. В основе этих методов лежит поиск оптимальных параметров расщепленных S -волн по сетке с вращением ортогональных компонент волновой записи на угол Ψ и изменением разности времени прихода волн dt . В результате формируются двумерные функции невязок, рассчитанных на основе методов RC и EV. Оба метода эффективно используются при измерении параметров расщепленных волн от местных и удаленных землетрясений в широком диапазоне частот. На рис. 1 показан пример измерения расщепленных S волн в области станции KHBR от мощного Охотского землетрясения с аномально высоким временем задержки.

Общая картина распределения параметров расщепленных ScS и S волн от мощного Охотского глубокофокусного землетрясения показана на рис. 2. В области станций восточной части Азии, о-ве Сахалин и п-ове Камчатка азимуты поляризации быстрой ScS и S волн доминируют в интервале 3-СЗ направлений. Время задержки ScS волн изменяется от 0.85 до 3.8 с. Время задержки S волн изменяется в диапазоне от 0.65 до 5.9 с. Более широкий разброс отмечается в азимутах поляризации быстрых S волн, часть лучевого пути которых может проходить в погружающейся плите, под плитой и в верхней мантии. Время задержки расщепленных ScS и S волн является интегральной характеристикой сейсмической анизотропии вдоль лучевого пути. Наиболее высокие значения dt выявлены в области континентальных станций GRNR, TEY, KHBR, ZEA и

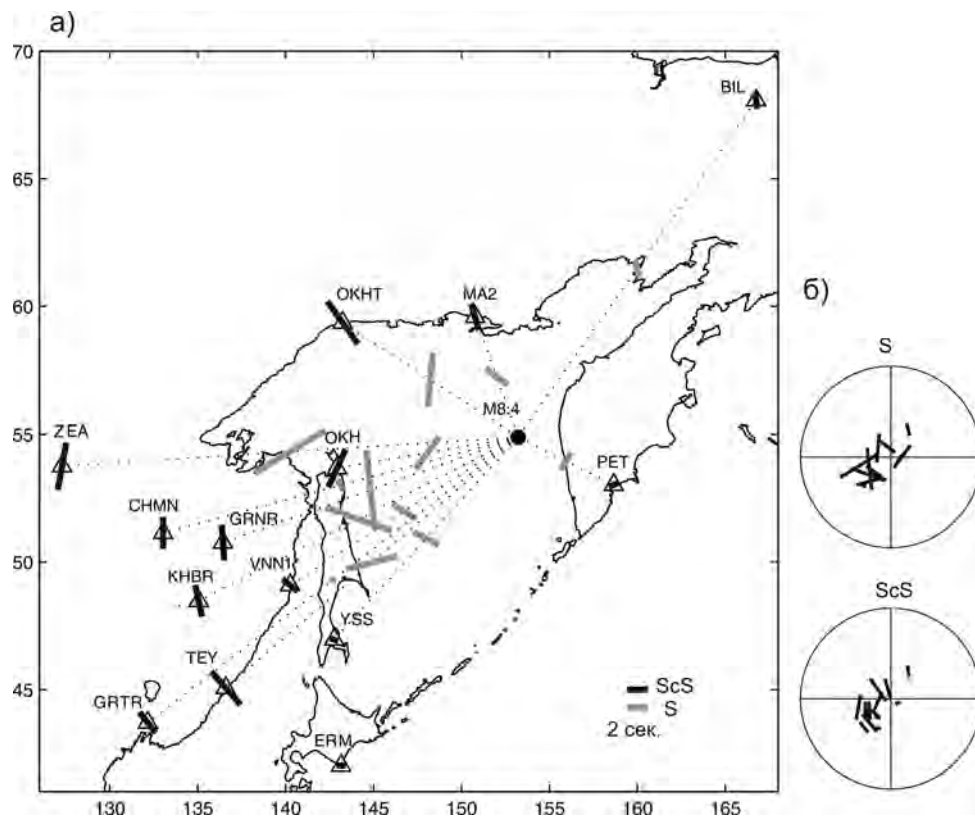


Рис. 2. а) Распределение параметров расщепленных ScS и S волн от Охотского землетрясения в области станций северо-востока Азии. Треугольники указывают положение станций. Азимуты поляризации быстрой ScS и S волн показаны отрезками с учетом времени задержки. Азимуты поляризации быстрой ScS волны отнесены к координатам станции, а S волн на середину луча эпицентр-станция. б) Ориентация азимуты быстрой S и ScS волн в стереографической проекции в зависимости от азимута эпицентр-станция, эпицентрального расстояния и времени задержки волн. Стереографическая проекция ограничена эпицентрального расстоянием 45°.

ОКНТ и пониженные значения около 0.9 с в пунктах YSS и ERM. В области северных станций BIL, MA2 и ОКНТ ScS волны поляризованы вдоль ССЗ направлений, и время задержки волн определено от 1.2 до 3.8 с. На стереографической проекции азимуты поляризации быстрых ScS волн доминируют вдоль СЗ-ЮВ направлений в восточной области Азии, а в области северных станций континентальной Азии ориентированы на ССЗ-ЮЮВ.

Природа сейсмической анизотропии под континентальной плитой может быть обусловлена анизотропией литосферы и астеносферы. В условиях пониженного содержания воды и при среднем уровне напряжений и температуры в литосфере может проявляться А-тип текстуры оливина. В астеносфере при высоком уровне содержания воды и низком уровне напряжений могут развиваться текстуры оливина А-, Е- или С-типа на глубине 100–300 км. Исследования скоростей S волн в верхней мантии по данным поверхностных волн Рэлея показали пониженные скорости 4.0–4.35 км/с под восточной окраиной Азии и под Охотским морем на глубине 100–300 км [1].

Несколько иная картина распределения параметров расщепленных ScS и S волн наблюдается от сильных глубокофокусных землетрясений. В то же время, общая картина распределения азимутов поляризации быстрой ScS и S волн от глубокофокусных сильных землетрясений в области станций в восточной части континентальной Азии отражает доминирование З-СЗ направлений и согласуется с направлением движения Тихоокеанской плиты, а также с направлением движением Евразийской плиты. В области станций в северном регионе континентальной Азии азимуты поляризации быстрой ScS и S волн проявляются вдоль С-ССЗ и ССВ направлений в зависимости от направления эпицентр-станция. Аномально высокие времена задержки ScS и S волн до 6 секунд зарегистрированы от Охотского землетрясения в области континентальных станций. По данным распределения параметров расщепленных ScS и S волн от глубокофокусных землетрясений под континентальной частью Азии выявлена азимутальная анизотропия, отвечающая горизонтальным течениям в астеносфере. Под Охотским морем, в задуговой области Курило-Камчатской зоны субдукции проявляется радиальная анизотропия, связанная с развитием наклонных течений в области круто погружающейся Тихоокеанской плиты в нижнюю мантию.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00015). Авторы выражают благодарность Сахалинскому филиалу ГС РАН за предоставленные сейсмические данные.

Литература

1. Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Распределение скоростей S волн в литосфере Азиатского континента по данным поверхностных волн Рэлея // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 54–64.
2. 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.
3. Faccenda M. Mid mantle seismic anisotropy around subduction zones // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014b. V. 227. P. 1–19.
4. Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // *Rev. Geophys.* 2001 V. 39. P. 291–323.
5. 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. V. 36. P. 59–95.
6. Kneller E.A., van Keken P.E. The effects of three-dimensional slab geometry on deformation in the mantle wedge: Implications for shear wave anisotropy // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. doi:10.1029/2007GC001677.
7. Silver P., Chan W. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. N.10. P. 16429–16454.
8. Vecsey L., Plomerova J., Babuska V. Shear-wave splitting measurements-problems and solutions // *Tectonophysics.* 2008. V. 462. P. 178–196.

О.В. Лунина, А.С. Гладков

**КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ МЕТОДОВ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И
ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ И
СОПУТСТВУЮЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Введение. Исследование разломов и сопутствующих геологических процессов является важной составной частью инженерно-геологических изысканий и работ, связанных с оценкой сейсмической опасности. Принимая во внимание практическую значимость этих вопросов, мы постоянно ищем новые подходы к изучению разломных зон и следов сопутствующих геологических процессов, которые бы обеспечивали информацию об их геометрических и кинематических параметрах в условиях слабой обнаженности горных пород. Цель настоящего доклада – продемонстрировать возможности комплексирования геолого-структурных и георадиолокационных методов исследований для выявления новых данных о разломах и местах локализации процессов разжижения и проседания. Мы хотим показать различные типы отражений разломных зон в приповерхностной части земной коры, фиксируемые на радарограммах.

Материалы и методы. В разное время мы проводили геолого-структурные и георадиолокационные исследования в зонах Дельтового [2, 3], Мондинского [3, 5], Тункинского, Баргузинского и Жемчужного разломов Байкальской рифтовой зоны. Часть результатов этих исследований получена недавно и находится в обработке.

В полевых условиях в зонах разломов по возможности изучались разрезы четвертичных отложений, содержащие сейсмиды и разрывные нарушения. В некоторых точках наблюдений ручным способом выкапывались траншеи или шурфы. Документация включала геологическое описание, фотографирование и/или зарисовку разрезов, замеры элементов залегания и геометрических параметров трещин, их зон, складок, кластических даек и других встреченных структур. Георадиолокационные исследования выполнялись с помощью георадара ОКО-2 с антенными блоками АБ-250М, АБ-700М, АБ-90 и АБДЛ «Тритон», имеющими разную разрешающую способность и глубину зондирования. Для разбивки и измерения рельефа на профилях вкрест простирания разломов использовался электронный тахеометр «Leica».

Обработка георадиолокационных разрезов проводилась в программе «GeoScan 32» в несколько приемов. На первом этапе к радарограммам подбирались подходящие значения усиления сигналов, яркости и контрастности. Затем просматривались помехи, позволяющие уточнить основные электрические характеристики горных пород. Далее на профиль накладывался рельеф. На втором этапе использовались стандартные режимы обработки. Для удаления или понижения различного рода шумов и помех применялись полосовая и режекторная фильтрация, для увеличения разрешающей способности разреза по глубине – обратная фильтрация. Чтобы ярче выделить характерный тип записи, отличающийся от соседних областей энергией сигнала, выполнялось преобразование Гильберта [1].

Результаты и выводы. В целом проведенные исследования показали высокую информативность метода георадиолокации в комплексе с геолого-структурными методами для выявления и изучения разломов, а также следов сопутствующих сейсмически индуцированных геологических процессов, таких как просадки и структуры разжижения. Их проявления часто взаимосвязаны между собой и ведущую роль в этом играет

разрывообразование, которое при сейсмическом воздействии предшествует формированию провальных воронок и инъекционных даек. Над местами выбросов разжиженного материала и трещинами могут образовываться просадки грунта, что во многом зависит от состава отложений и географо-климатических условий района исследований.

Изучение сейсмогенных деформаций с помощью георадара позволило выявить различия в строении зон дислокаций, возникших в четвертичных отложениях различного состава в условиях преимущественного сдвига на западном окончании Тункинской долины и растяжения в центральной части Байкальской впадины. Разрывные деформации, связанные с Мондинским разломом (преимущественно сдвигом) вблизи одноименного посёлка, представляют собой зоны сближенных субвертикальных трещин, а в зоне Дельтового разлома они образуют серию ступенчатых сбросов. По георадарному профилю в районе села Дубинино определено суммарное вертикальное смещение 2.8 м, произошедшее при Цаганском землетрясении 1862 г., что совпадает с ранее установленной подвижкой в траншее между селами Шерашево и Инкино.

В результате интерпретации радарограмм в зоне Дельтового разлома, на юго-западной окраине с. Инкино, выявлены проявления разжижения на глубинах 2.5–2.7 м на одном профиле 44 и 1.5–2.68 м на другом. В зоне Мондинского разлома, напротив одной из провальных воронок зафиксировано, что проседание грунта происходит над системой субвертикальных разрывов до глубины ~ 4 м, что совпадает с максимальной глубиной сезонного промерзания гравийно-галечных отложений Тункинской долины [4].

В Тункинской долине методом георадиолокации подтверждено наличие внутривпадинного Жемчужного разлома сбросового типа, откартированного ранее только на основании изучения деформаций в рыхлых отложениях. Определена амплитуда сброса, равная около 4 м.

В целом следует заключить, что на радарограммах разломы и сопутствующие деформации проявляются по-разному, что зависит от типа и состояния пород, кинематики смещений и обводненности разрыва. Использование метода георадиолокации в совокупности с геолого-структурными наблюдениями показывает, что возможно его более широкое применение для решения научно-практических задач, связанных с изучением разломных зон и следов проявлений опасных геологических процессов. Доказана его эффективность для определения мощности зон отдельных разломных сместителей, элементов их залегания, определения типа и вертикальной амплитуды смещения.

Работа выполнена в Институте земной коры СО РАН при частичной поддержке Российским научным фондом, проект № 14-17-00007.

Литература

1. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2004. 153 с.
2. Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. По следам Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале: результаты исследования вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 6. С.775–796.
3. Лунина О.В., Гладков А.С. Проявления сейсмически индуцированных геологических процессов в зонах разломов Прибайкалья (по геолого-структурным и георадиолокационным данным) // Известия ИГУ. Серия «Науки о Земле». 2015. Т. 12. С.64–76.
4. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Под ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.
5. Lunina O.V., Andreev A.V., Gladkov A.S. The 1950 Mw=6.9 Mondy earthquake in southern East Siberia and associated deformations: facts and uncertainties // Journal of Seismology. 2015. V. 19. N 1. P. 171–189.

О.В. Лунина

ЦИФРОВАЯ КАРТА И БАЗА ДАННЫХ РАЗЛОМОВ ДЛЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Введение

Изучение и картирование разломов земной коры – одна из приоритетных задач структурной геологии и тектонофизики. С развитием разломов связаны месторождения полезных ископаемых, термальные источники и землетрясения. В их зонах наиболее проявлены опасные геологические процессы и различные геофизические аномалии. В связи с этим, существует огромная потребность в картах и базах данных разломов, выполненных в цифровом виде и удобных для применения в различных областях. В настоящем докладе будет представлена новая карта и база данных разломов для плиоцен-четвертичного этапа активизации юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии в рамках координат 96° – 124° в.д. и 49° – 58° с.ш. с возможностью использования геопространственных данных о разломах, которые могут быть предоставлены автором заинтересованным пользователям в форматах ГИС.

Исходные материалы и их синтез

Для составления карты и сопутствующей базы данных разломов, активных на плиоцен-четвертичном этапе развития земной коры, использованы цифровые модели рельефа SRTM 90 м [3], космические снимки со спутников серии «Landsat» (Google Earth), электронная батиметрия оз. Байкал [5], топографические основы 1:200000 масштаба, региональный и мировые каталоги землетрясений, а также литературный и картографический материал по предшествующему изучению активной тектоники и следов землетрясений, представленный в информационной системе «ActiveTectonics», разработанной под руководством автора статьи [4]. Для значительной территории юга Восточной Сибири собраны и обработаны полевые данные о разрывных нарушениях и сопутствующих деформациях. Составление карты на основе ГИС MapInfo обеспечило точную географическую привязку разломов, а синтез различных картографических, литературных и полевых материалов – достоверность выделенных тектонических нарушений, проявляющихся на топоосновах речными линеаментами и уступами. Значительное число выделенных линеаментов, неподтвержденных какими-либо данными вследствие слабой изученности некоторых участков юга Восточной Сибири и сопредельных территорий, нашли свое отражение на карте в качестве предполагаемых разломов с особой отметкой в базе данных.

Результаты и их обсуждение

Цифровая карта на описываемую территорию включает 1678 разломов, состоящих из 2309 сегментов, которые выделяются на основании изменения простирания разлома или его разделения на отдельные фрагменты. Среди разломных сегментов 1091 являются достоверными, 1218 – предполагаемыми. На основе сопутствующей базы данных были построены карты, на которых разломные сегменты разделены по степени активности,

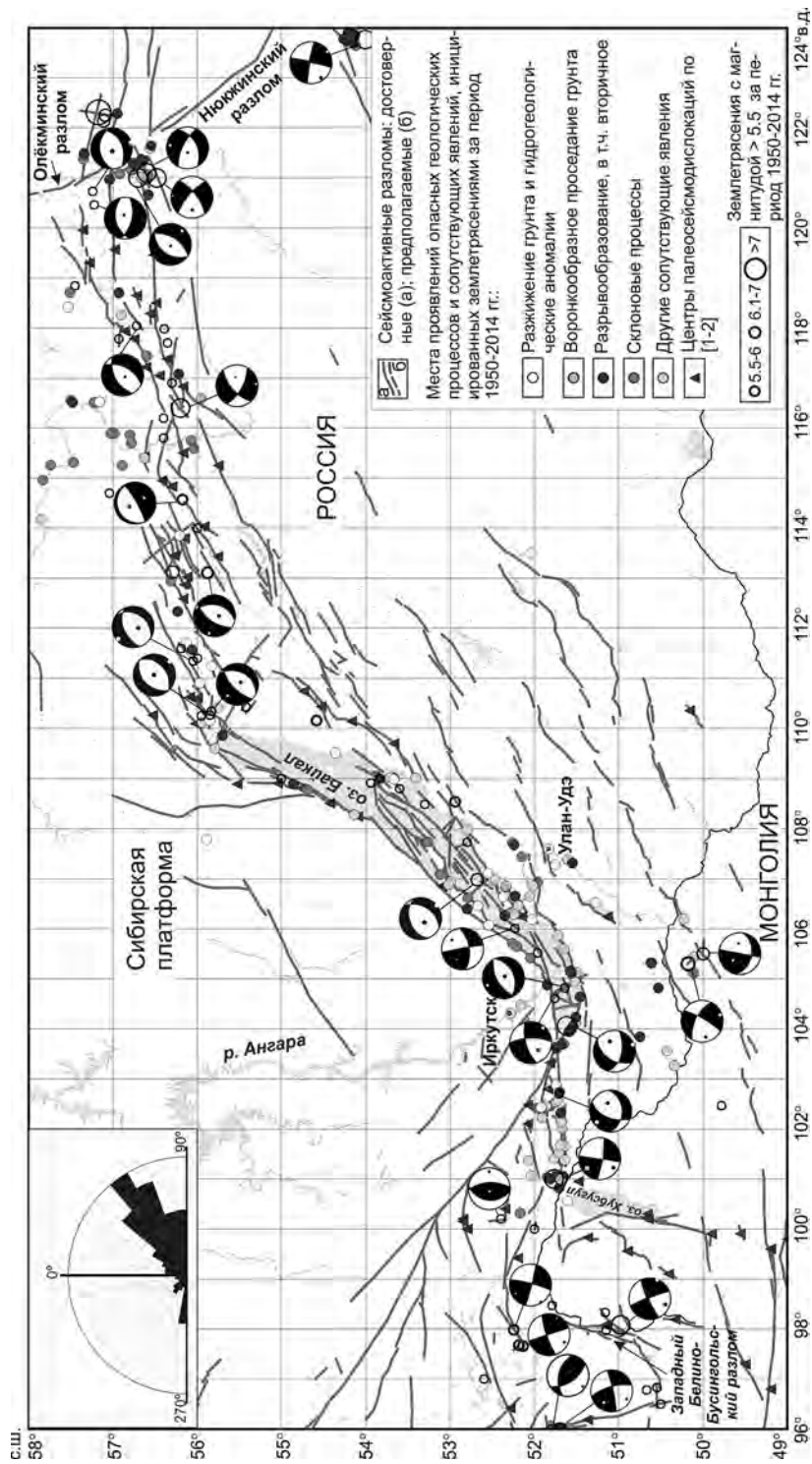


Рис. 1. Карта сейсмоактивных разломов юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии, способных генерировать землетрясения с $M \geq 5.5$ (составлена на основе выборки из базы данных плиоцен-четвертичных разломов). В левом верхнем углу – роза-диаграмма простирания разломов. Механизмы очагов землетрясений даны в проекции нижней полушеры по данным из работ А.В. Солоненко, Н.А. Радзиминович, В.И. Мельниковой и каталога GMT (<http://www.globalcmr.org/>).

кинематике смещений и возрасту последней активизации. Кроме того, составлена карта сейсмоактивных разломов, способных генерировать землетрясения с $M \geq 5.5$ (рис.1). Анализ тематических карт разломов позволил сделать ряд заключений, которые отчасти были известны или спорны, но сейчас имеют под собой фактологическую основу в виде обоснования характеристик разломов в базе данных информационной системы «ActiveTectonics». Показано, что юго-западная граница Байкальской рифтовой зоны проходит вдоль Бусингольской впадины и Западного Белино-Бусингольского разлома, северо-восточная – вдоль Олекминского и Нюкжинского разломов, расположенных в бассейнах одноимённых рек. Западнее и восточнее указанных тектонических границ происходит резкая смена рифтового режима развития, который может характеризоваться растяжением, растяжением со сдвигом и сдвигом (при условии их закономерного соседства в пространстве) на транспрессионный. Для голоцена и настоящего времени для юга Восточной Сибири в целом характерны единые особенности активизации, в том числе и сейсмогенной, когда обновляются преимущественно разломы СВ-ЮЗ и субширотного простирания, к которым относятся сбросы, левые сдвиги-сбросы, левые сдвиги, левые сбросо-сдвиги, левые взбросо-сдвиги. Западнее меридиана 98° северо-восточные разломы перестают быть значимыми.

Заключение

Базовая и тематические карты разломов в цифровом виде могут быть использованы как тектонические основы для обобщения геологических, геофизических, гидрогеологических и геодезических данных в целях прогнозирования опасных эндогенных и экзогенных геологических процессов. Безусловным преимуществом базовой карты перед другими региональными картами разломов, является ее комплексная основа, объединяющая большое количество материалов, собранных преимущественно сибирскими учеными, и объединенными в едином информационном пространстве. Карта сопровождается базой данных, которые могут обновляться при получении новой информации и просматриваться на html-страницах в режиме off-line.

Работа выполнена в Институте земной коры СО РАН при частичной поддержке Российским научным фондом, проект № 14-17-00007.

Литература

1. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Сейсмотектоника Алтае-Саянской горной области // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг. Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2014. С. 4–9.
2. Чипизубов, А. В. Оптимальная оценка сейсмической опасности Прибайкалья: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. 25.00.01. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. 417 с.
3. Consortium for Spatial Information. 2004. Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp> (last accessed 18.03.2016)
4. Lunina O.V., Caputo R., Gladkov A., Gladkov AS. Southern East Siberia Pliocene-Quaternary faults: database, analysis and inference // *Geoscience Frontiers*. V. 5. P. 605–619.
5. Sherstyankin P.P., Alekseev S.P., Abramov A.M., Stavrov K.G., De Batist M., Hus R., Canals M., Casamor J.L. Computer-Based Bathymetric Map of Lake Baikal // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 408. P. 564–570.

Т.В. Меркулова

**РОЛЬ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН
ВОСТОЧНОГО ПРИАМУРЬЯ**

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

Определяющая роль разломной тектоники в контроле сейсмического процесса известна давно [3, 4]. Однако связь землетрясений с закартированными на дневной поверхности разломами проявляется не всегда. Часто очаги землетрясений отмечаются по разломным зонам, которые на поверхности либо вовсе не проявлены, или проявлены слабо, так называемым скрытым разломам. В пространстве разлома землетрясения распространяются не по всей длине, а только особо чувствительные зоны могут быть сейсмоактивны под внешним динамическим воздействием. К таким особо чувствительным зонам относят узлы пересекающихся разломов или их резкие изломы и искривления [3]. В данной работе исследована роль особенностей разломной тектоники (узлов пересечений) в формировании сейсмоактивных зон Восточного Приамурья с $M \geq 5$, которые условно разделены на десять зон. Для исследования возможного участия в узлах пересечения скрытых разломов разного ранга использованы линеаменты, полученные по анализу гравитационного и магнитных полей (оси аномалий).

Зона I. В зоне отмечается три землетрясения с $M \geq 5$. Два близкорасположенных землетрясения вместе с более мелкими землетрясениями образуют зону, ориентированную в северо-западном направлении, параллельном крупному региональному Пауканскому разлому и, вероятно, относится к области динамического влияния этого разлома. Северо-западная ориентировка зоны концентрации землетрясений коррелирует с таким же направлением осей магнитных и гравитационных аномалий. Третье землетрясение с $M \geq 5$ наблюдается в зоне динамического влияния Тастахского разлома (рис.). Оси гравитационных и магнитных аномалий указывают на приуроченность землетрясения к пересечению линеаментов субмеридионального и субширотного направления.

Зона II. Сейсмоактивная зона расположена между двумя региональными разломами северо-восточного направления Итунь-Илань и Амгунским. Одно землетрясение с $M \geq 5$ приурочено к Помпеевскому (Биджанскому) субширотному разлому. По данным анализа гравитационного поля землетрясение наблюдается на пересечении локальных аномалий субширотного и субмеридионального направления. Аномалии магнитного поля ориентированы в северо-восточном направлении. Другое землетрясение с $M \geq 5$ отмечается по Амгунскому разлому северо-восточной ориентировки. Анализ линеаментов показывает приуроченность землетрясения к пересечению осей аномалий субширотной, субмеридиональной ориентировок. Более слабые землетрясения локализируются по Помпеевскому разлому, и разломам северо-восточного простирания Чанчунь и Дитурскому.

Зона III. Зона концентрации землетрясений расположена в зоне сочленения крупных региональных разломов Тастахского и Куканского. Два более сильных землетрясения ($M \geq 5$) наблюдались в зоне Тастахского разлома субмеридиональной ориентировки. В пределах Куканского разлома, ориентированного в южной части зоны в северо-восточном направлении происходили только землетрясения с $5 > M \geq 4$. Большинство аномалий магнитного поля, как и описанные выше разломы, имеют субмеридиональное прости-

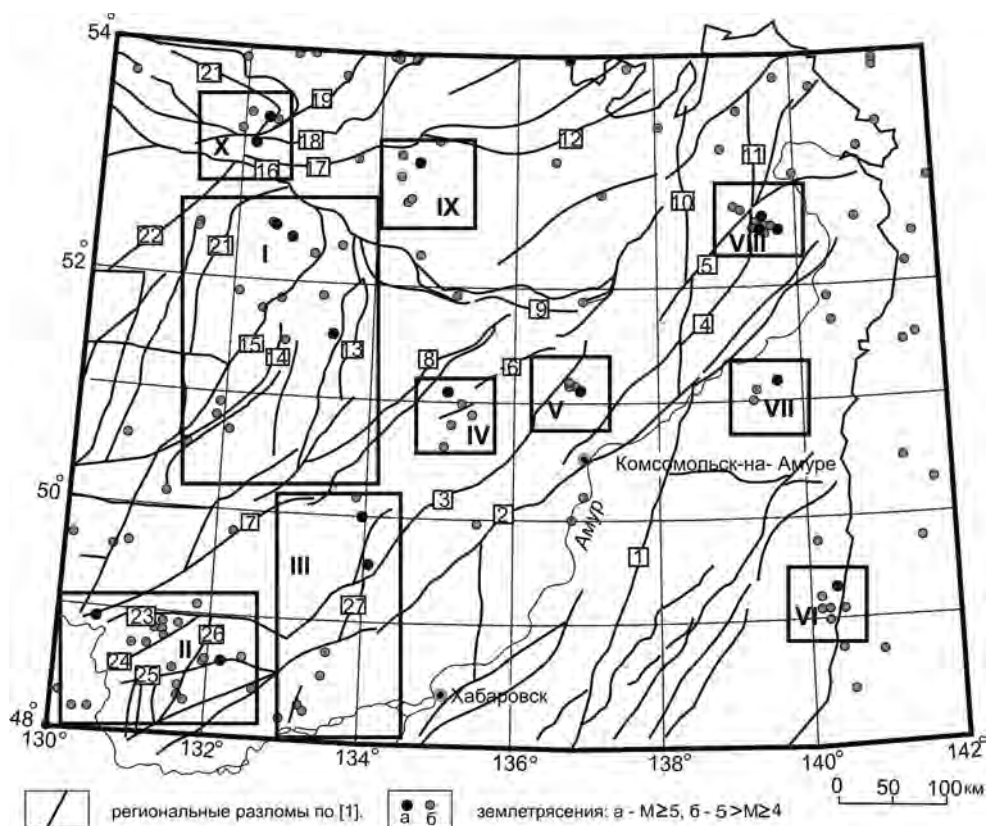


Рис. Разломная тектоника и сейсмоактивные зоны Восточного Приамурья.

1 – региональные разломы по [1]; 2 – землетрясения: а – $M \geq 5$; б – $5 > M \geq 4$. Разломы: 1 – Центрально-Сихотэ-Алинский; 2 – Итунь-Илань; 3 – Курский; 4 – Бокторский; 5 – Бичи-Амурский; 6 – Дукинский; 7 – Амгуньский; 8 – Хинганский; 9 – Пауканский; 10 – Лимурчанский; 11 – Выюнский; 12 – Тугурский; 13 – Тастахский; 14 – Буреинский; 15 – Мельгинский; 16 – Южно-Тукурингрский; 17 – Тугурский; 18 – Тьльский; 19 – Улигданский; 20 – Ланский; 21 – Верхнемельгинский; 22 – Селемджинский; 23 – Бирский; 24 – Чанчунь; 25 – Помпеевский; 26 – Дитурский; 27 – Уликанский.

вание, которое иногда изменяется до северо-восточного. Анализ осей гравитационных аномалий показывает, что одно из землетрясения с $M \geq 5$ произошло в месте пересечения субмеридионального и субширотного линейментов.

Зона IV. Зона скопления землетрясений наблюдается между Дукинским и Хинганским разломами северо-восточной ориентировки, направление которых согласуется с ориентировкой локальных аномалий гравитационного поля. В магнитном поле в данном месте оси аномалий имеют северо-западное простирание. Отмечается четкая приуроченность слабых землетрясений с $5 > M \geq 4$ к осям аномалий магнитного поля северо-западного простирания.

Зона V. Концентрация землетрясений с $M \geq 5$ отмечается в зоне Курского разлома северо-восточного ориентировки, коррелирующим с направлением осей большинства локальных гравитационных аномалий. Одна из аномалий восточнее сейсмоактивной зоны имеет субмеридиональное направление. Оси магнитных аномалий в зоне концен-

трации землетрясений ориентированы как в субширотном, так и субмеридиональном направлении. Юго-восточнее зоны оси мелких аномалий ориентированы в северо-западном направлении.

Зона VI. Зона концентрации очагов землетрясений расположена на побережье Тихого океана, где региональные разломы не выделяются. Однако граница океан – континент во всех случаях имеет разломный характер (краевой шов) [2]. В данном месте граница ориентирована в субмеридиональном направлении, что позволяет предполагать наличие разрыва этого направления, которое подтверждается субмеридиональным направлением аномалий магнитного поля вблизи зоны концентрации землетрясений. Кроме магнитных аномалий субмеридионального простирания в этом месте наблюдается аномалия, ориентированная в субширотном направлении.

Зона VII. Вблизи сейсмоактивной зоны региональных разломов, выраженных на дневной поверхности, не наблюдается. Однако по данным магниторазведочных работ скопление землетрясений локализовано в зоне пересечения линеаментов разной ориентировки: северо-западной, северо-восточной, субширотной и субмеридиональной. Землетрясение с $M \geq 5$ приурочено к пересечению осей магнитных аномалий северо-восточной и субширотной ориентировок. Аномалии гравитационного поля в зоне ориентированы в северо-восточном и субмеридиональном направлениях.

Зона VIII. Зона скопления землетрясений приурочена к пересечению регионального Вьюнского разлома субмеридионального направления с Бичи-Амурским разломом северо-восточного направления. Оси аномалий гравитационного и магнитного полей демонстрируют приуроченность сейсмоактивной зоны к пересечению линеаментов разного направления: северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального.

Зона IX. Скопления землетрясений имеют место между крупными региональными разломами субширотного простирания – Тугурским и Пауканским. Однако землетрясения в зоне локализуются в субмеридиональном направлении, корреспондируя с субмеридиональным направлением региональной аномалии гравитационного поля. Землетрясение с $M \geq 5$ приурочено к пересечению осей мелких локальных аномалий гравитационного поля и магнитного поля разных ориентировок: субмеридиональной, северо-восточной и северо-западной и субширотной.

Зона X. Зона включает в себя концентрацию землетрясений на пересечении регионального Туксинского разлома субширотного простирания с разломами северо-восточной направленности Селемджинским и Улигданским. Направление осей локальных аномалий корреспондирует с направлением этих региональных разломов. В этой зоне оси региональных аномалий имеют субмеридиональное простирание. К преобладающей субширотной и северо-восточной ориентировке осей магнитных аномалий добавляются мелкие аномалии субширотного и северо-западного направления.

Таким образом, приуроченность землетрясений с $M \geq 5$ к узлам пересечений крупных региональных разломов проявленных на дневной поверхности, устанавливается только в некоторых случаях (зона VIII, X). В других случаях, зоны концентрации землетрясений локализуются в местах пересечений региональных разломов с линеаментами разной ориентировки (зона I, II, III, V). Некоторые сейсмоактивные зоны связи с разломами, проявленными на дневной поверхности, вовсе не обнаруживают (зоны VI, VII, IX), а наблюдаются на пересечении линеаментов, полученных по анализу гравитационного и магнитных полей.

Литература

1. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
2. Пейве А. В. Избранные труды: Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры / Отв. ред. А. Л. Книппер, А. В. Лукьянов. М.: Наука, 1990. 352 с.
3. Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 24–44.
4. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8–21.

Ф.С. Онухов, Т.В. Меркулова

**НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ РОЛЛИНГ БЛОКОВ В УСЛОВИЯХ СДВИГОВЫХ
ДИСЛОКАЦИЙ**

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

Для Нижнего Приамурья рассматриваются и анализируются признаки и возможности вовлечения во вращательное движение обширных блоков земной коры в процессе новейшего горообразования. При этом генеральная ось вращения таких блоков направлена по нормали к дневной поверхности или с некоторым отклонением от нее. В.С. Федоровским и др. [4], такой процесс вращения блоков охарактеризовали как роллинг.

Касаясь рассматриваемого нами региона Нижнего Приамурья отметим, что влияние роллинга на формирование морфоструктур отмечаются в некоторых публикациях. Однако упоминания о них чаще всего приводятся без подробного анализа. Более содержательный анализ роли роллинговых морфоструктур приводится в недавно опубликованных работах А.А. Гаврилова [1, 2], но в них в большей мере уделено внимание вопросам вертикальных деформаций, чем сдвиговых.

Для изучения особенностей новейшей тектоники в связи с проблемой сдвиговых дислокаций и роллинга блоков использованы топокарты, анализ дистанционных материалов (космоснимков земной поверхности, в том числе радарных) и натурные наблюдения. Методика исследований основана на анализе особенностей рельефа, наиболее хорошо отражающих неотектоническую структуру региона, к которой в первую очередь относится изучение гидрографической сети. Неотектонические разломы разного направления, как и дуговые разломы, оформляющие роллинговые морфоструктуры, так же чаще всего выражены в рельефе речными долинами второго порядка, отвечающими притокам основных рек Нижнего Приамурья.

Анализ особенностей морфотектоники послужил основанием рассматривать регион Нижнего Приамурья как блок первого порядка Амурской плиты. Блок ограничен с северо-запада и юго-востока разломными зонами северо-восточной ориентировки (рис.). Проведённые ранее наблюдения, а также анализ дистанционных материалов дают основание считать, что основные разломы северо-восточного простирания, ограничивающие мегаблок, а также осложняющие его сдвиги внутри блока имеют ведущее значение в новейшей структуре. На неотектоническом этапе блок оформлялся под воздействием правосторонних перемещений по северо-восточным сдвиговым зонам.

По анализу морфографических особенностей рельефа внутри блока выделена система достаточно крупных дуговых разломов, ограничивающих четыре роллинговых блока А, В, С, Д (рис.). Признаки вращательных деформаций этих блоков можно продемонстрировать на примере наиболее исследованной структуры роллингового блока В. Обращает на себя внимание вихреобразное расположение дуговых разломов, отражающих роллинг всего блока в целом и его фрагментов между северо-восточными зонами сдвиговых деформаций. Дуговые разломы определяют улиткообразное строение всего роллингового блока с направлением вращения против часовой стрелки. Кроме того, правосторонние движения по региональным и оперяющим разломам аналогичной ориентировки хорошо диагностируются по характерному смещению отдельных секций дуговых разломов, установленному при дешифрировании космоснимков. Правосторонний роллинг также подтверждается при детальном анализе рельефа. В качестве примера при-

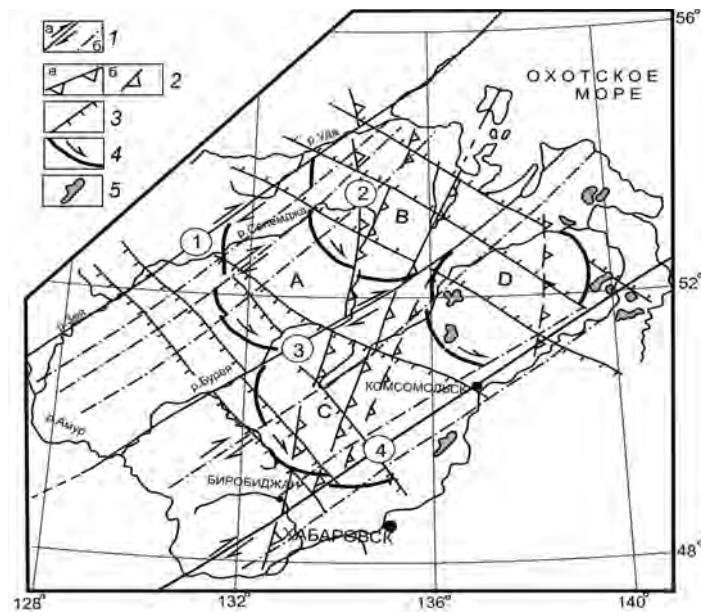


Рис. Схема главных неотектонических разломов Приамурского геоблока.

1 – сдвиги: а – основные, б – второстепенные; 2 – надвиги и взбросы: а – основные, б – второстепенные; 3 – сбросы; 4 – дуговые сдвиги; 5 – озера.

Цифрами в кружках поименованы сдвиговые зоны: 1 – Зeya-Удская; 2 – Буреинско-Николаевская; 3 – Хингано-Амгунская; 4 – Курско-Амурская. А, В, С, D – роллинг-блоки.

ведем один из дуговых разломов, контролирующих долину р. Голам – правого притока р. Уда. Здесь необходимо отметить, что большинство дуговых разломов подчеркивается в рельефе элементами речной сети и сопряженными с ней перевальными седловинами. Характерно, что притоки р. Голам, в большинстве случаев тяготеющие к тектоническим зонам трещиноватости, внутри роллингового блока Б (рис.) претерпевают согласованные коленообразные изгибы вниз по течению р. Голама. Это обусловлено правосторонним смещением зон трещиноватости при их пересечении с дуговыми разломами. С внешней стороны роллинг-блока вдоль долины при его пересечении с дуговыми разломами блока развита система клиновидно сужающихся вниз по течению односторонних и резко асимметричных долинных грабен. Их крутые борта оформлены дуговыми разломами, в то время как пологие крылья чаще связаны либо с второстепенными малоамплитудными нарушениями, либо выклиниванием рыхлых отложений. Показательно, что в местах пересечения дугового разлома с северо-восточными нарушениями наблюдаются резкие коленообразные правосторонние изгибы русла Гонама. Это указывает на динамику сдвиговых смещений по северо-восточным разломам. Отдельные звенья грабеновой долинной системы Гонама также контролируются этими поперечными сдвигами.

Таким образом, можно заключить, что в результате правосторонних деформаций, характерных для геоблока в целом, внутри него между основными трансрегиональными сдвиговыми зонами возникают помимо обычных блоковых смещений также и роллинговые вращения, охватывающие участки земной коры с поперечными размерами в сотни

километров. Размеры роллинг-блоков и анализ геологических карт показывает, что они представлены не только магматогенными образованиями, но и также прилегающими комплексами осадочных пород. Это свидетельствует о том, что напряжения, вызывающие роллинг, связаны уже не только с интрузивными процессами, а и с геодинамической обстановкой на уровне плитной тектоники, которая здесь отражается правосторонними сдвигами по северо-восточным трансрегиональным зонам. Таким образом, можно заключить, что в результате правосторонних деформаций, характерных для геоблока в целом, внутри него между основными трансрегиональными сдвиговыми зонами возникают помимо обычных блоковых смещений также и роллинговые вращения, охватывающие участки земной коры с поперечными размерами в сотни километров.

Полученные нами результаты хорошо согласуются с данными о морфоструктурных особенностях хребтов и нагорий Нижнего Приамурья, полученные ранее [1,2].

Литература

1. Гаврилов А.А. Происхождение горных сооружений юга Дальнего Востока России (ст. 1. Орогенные пояса) // Геоморфология. 2014. № 3. С. 3–17.
2. Гаврилов А.А. Происхождение горных сооружений территории юга Дальнего Востока России (ст. 2. Горные хребты) // Геоморфология. 2014. № 3. С. 17–30.
3. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сеймотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692–723.
4. Федоровский В.С., Склярёв Е.В., Изох А.Э. и др. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.

А.Н. Петров**ОТОБРАЖЕНИЕ И АНАЛИЗ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

*ФГБУН Северо-Восточной комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А.Шило
ДВО РАН, г Магадан*

Основатель теоретической тектоники Ю.А. Косыгин выделил 3 предмета изучения геотектоники: статические системы, описывающие современное геологическое строение, динамические, описывающие процессы, происходящие на Земле, и ретроспективные (построения, касающиеся геологического прошлого). По мнению Ю.А. Косыгина, динамические системы описывают процессы, которые можно либо наблюдать в природе в настоящее время, либо воспроизводить в модельных экспериментах, либо изучать математическими методами, опираясь на законы физики и химии. Между тем геологические процессы, кардинально меняющие лик Земли, протекают в пространственно-временных масштабах, которые на порядки превышают размеры любой физической или химической лаборатории и отрезок времени, за который может быть произведен эксперимент, послуживший установлению того или иного закона физики или химии. К таким процессам относятся тектонические движения, изучение которых, по мнению ряда ученых, является главной целью тектоники. Выводы об этих процессах, полученные на основе только лабораторных экспериментов и математического моделирования, базирующегося на методах, разработанных главным образом для решения инженерных задач, нельзя считать доказанными.

Достоверными данными мы располагаем только о кинематике современных тектонических движений, основанные на точных геодезических измерениях, которые проводились на отдельных полигонах, что позволяет определять скорости перемещений реперных точек. Пример таких данных приведен Гзовским по территории в зоне разлома Сан-Андреас [1]. В настоящее время основная информация о современных движениях поступает со станций GPS. Эти данные можно интерпретировать как точечные значения векторного поля скоростей, которое описывает современные движения земной поверхности. Исходя из предположения о непрерывности поля, к этим данным можно применить методы интерполяции, позволяющие определять значения в любой точке, т.е. перейти от точечных значений к непрерывному полю. Такие алгоритмы нами применялись для решения ряда задач структурной геологии [3]. Суть данного способа состоит в выполнении следующих действий:

- изучаемая территория разбивается на непересекающиеся треугольники, вершинами которых служат контрольные точки;
- для вычисления значения в произвольной точке определяется треугольник, в который она попадает;
- вычисляются барицентрические координаты относительно вершин данного треугольника и, с их помощью вычисляется искомое значение.

Наглядность и выразительность результатов интерполяции зависит от способов визуализации. Самым простым способом повысить наглядность, – изобразить скорости в виде множества направленных отрезков, исходящих из узлов равномерной прямоугольной сетки. Картина современных движений становится более наглядной и выразительной, а выводы об их тенденции представляются более аргументированными.

Другой способ визуализации предложен М.В. Гзовским [1]. Этот способ заключается в отображении векторных линий (линий тока), с помощью которых выявляются главные тенденции движения. При использовании результатов интерполяции построение линий тока не вызывает особых затруднений. Однако есть ряд проблем, мешающих полностью автоматизировать этот процесс с помощью разработанных нами программных модулей.

Автором предлагается способ визуализации с помощью условной деформационной сетки, отображающей результаты искажения прямоугольных элементов, мысленно нанесенных на земную поверхность. Ранее построение и анализ деформационных сеток применялся автором для оценки конечных деформаций в складчато-разрывных структурах [2,4]. Деформационная сетка, связанная с современными движениями, передает степень искажения земной поверхности в крайне утрированном виде. Этому способу можно дать такую интерпретацию: так изменится Земная поверхность в том случае, если тенденция перемещений сохранится достаточно долго. Точного доказательства нет, но предполагается, что такие сетки могут интерпретироваться как способ отображения и анализа скоростей деформации.

Для проверки данного способа обработки и визуализации данных использованы материалы по фрагменту Альпийско-Гималайского пояса, любезно предоставленные В.И. Шевченко (рис 1.). На рис. 2 изображена деформационная сетка, построенная по этим данным. По степени изменения прямоугольной сетки выделяются стабильные области, в пределах которых деформации отсутствуют или незначительны; участки

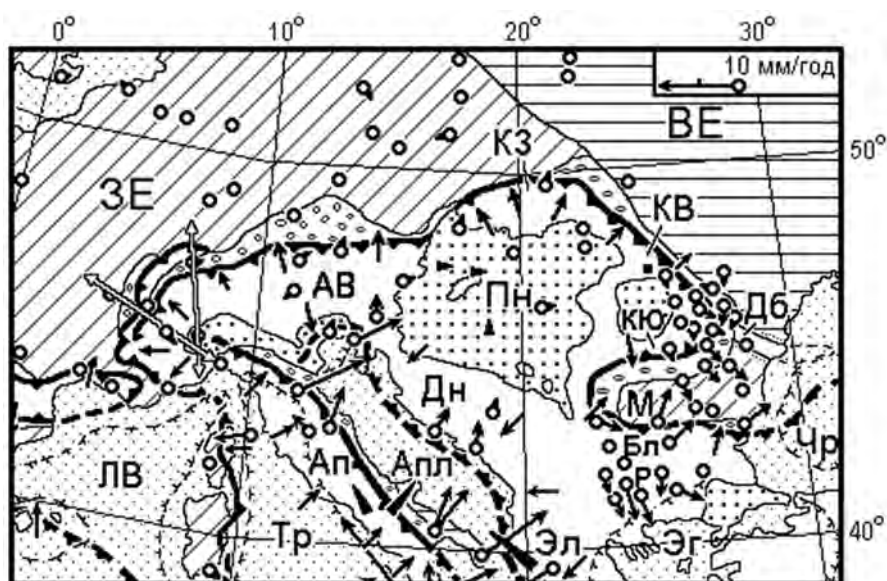


Рис. 1. Фрагмент Средиземноморского сегмента Альпийско-Гималайского пояса с векторами скоростей горизонтальных смещений геодезических пунктов по В.И. Шевченко [6].

Платформы: Апулийская (Апл), Восточно-европейская (ВЕ), Западно-европейская (ЗЕ), Мезийская. Складчато-надвиговые сооружения: Восточные Альпы (АВ), Апеннины (Ап), Балканиды (Бл), Дб (Добружа), Восточные (КВ), Западные (КЗ) и Южные (КЮ) Карпаты, Родопы (Р), Эллиниды (Эл) Наложённые впадины: Лигурийско-Валенсийская (ЛВ), Панноийская (Пн), Тирренская (Тр), Черноморская (Чр), Эгейская (Эг).

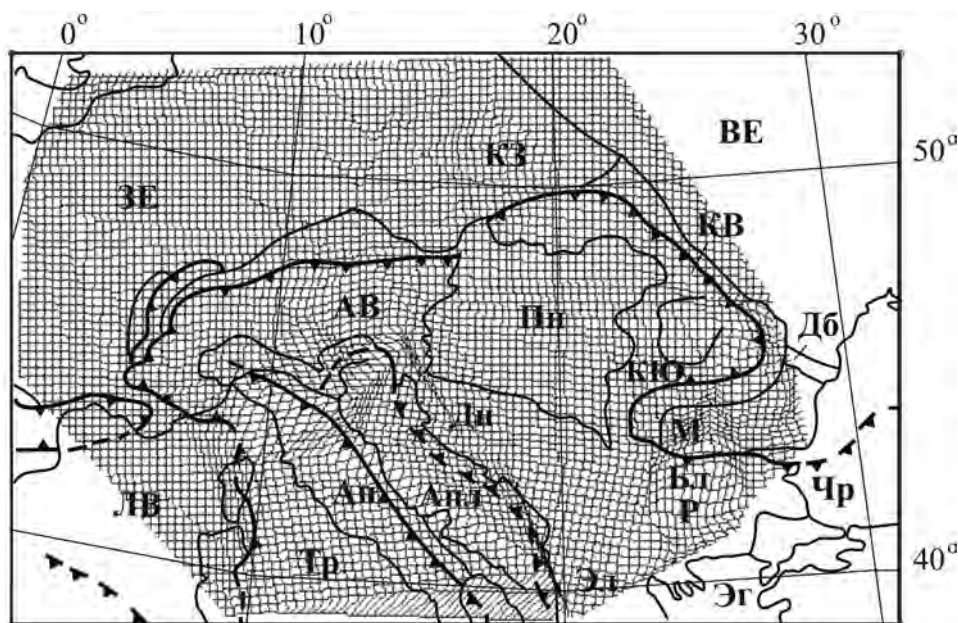


Рис. 2. Отображение современных движений с помощью деформационной сетки.

сокращения и увеличения площадей. Вероятнее всего участки увеличения площадей можно интерпретировать как области растяжения и погружения, а сокращения площадей – как области сжатия и вздымания. Выявляются линии, вдоль которых деформации резко возрастают, скорее всего, отражая активные разломы. Такие нарушения отчетливо проявляются на восточных границах Апулийской платформы.

Анализ поля скоростей перемещений должен привести к выводам о скоростях деформации с разделением на скорости чистого растяжения и скорости вращения [5], что даст возможность определить главные оси напряжений и моментов сил на поверхности. Следующая задача, способ решения которой нам пока неведом, – экстраполяция данных с поверхности на глубину.

Литература

1. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.
2. Петров А.Н. Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан, СВКНИИ, 1997, 151 с.
3. Петров А.Н. Горячев И.Н., Лямин С.Н. Геометрические модели геологических структур и геoinформационные системы // Тихоокеан. геология. 2006. № 5. С. 51–61.
4. Петров А. Компьютерное моделирование тектонических движений. Ч.1. Теоретические основы. Palmarium academic publishing. 2013, 157 с.
5. Труделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир, 1975. 592 с.
6. Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Автономная и плейттектоническая геодинамика Альпийско-Гималайского пояса // Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы XL Тектонического совещания. Т. 2. М.: «Геос», 2007. С 359–362.

В.В. Пупатенко¹, Н.В. Шестаков^{2,3}

ХАРАКТЕРИСТИКИ GNSS-ПРИЕМНИКА КАК СЕЙСМИЧЕСКОГО ИНСТРУМЕНТА

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

²Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

³ФГБУН Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток

Глобальные навигационные спутниковые системы (GNSS, в настоящее время это GPS и ГЛОНАСС) широко используются во многих научных и прикладных сферах: от геодезии и навигации до сейсмологии и климатических исследований. Возможность определять мгновенные координаты GNSS-антенны каждую секунду (или даже чаще) с точностью до 1 см, в том числе в режиме реального времени, позволяет использовать GNSS для регистрации сейсмических волн от сильных землетрясений.

В сейсмологии в настоящее время используется 3 типа приборов: пассивные короткопериодные велосиметры, акселерометры с обратной связью и активные широкополосные велосиметры. Рассмотрим две основные характеристики этих сейсмических приборов и соответствующие им характеристики GNSS-приемника, рассматриваемого как сейсмометр:

1. Частотный диапазон сейсмометров определяется передаточной функцией, которая фиксирует отклик прибора (величину усиления и фазовый сдвиг) на колебания земной поверхности определенной частоты. Она не только ограничивает частотный диапазон колебаний, регистрируемых прибором, но и позволяет учитывать и, при необходимости, корректировать амплитудные и фазовые искажения. Большая часть сейсмометров имеет ровную передаточную функцию в полосе пропускания (в скоростях для велосиметров и ускорениях для акселерометров). Для пассивных сейсмометров полоса пропускания обычно составляет диапазон от 1 до 100 Гц, для широкополосных сейсмометров – от 0.003–0.02 до 10–100 Гц, для акселерометров – 0–100 Гц.

Для GNSS-приемника передаточная функция, по крайней мере, в частотном диапазоне от 0 до 1 Гц, является постоянной, фазовый сдвиг отсутствует [1].

2. Амплитудный диапазон характеризует как наименьшую амплитуду колебаний, которую может зарегистрировать прибор, так и наибольшую амплитуду, записываемую без нелинейных искажений. Велосиметры (широкополосные и короткопериодные) имеют существенные ограничения по наибольшей амплитуде, но при этом хорошую чувствительность к слабым колебаниям и могут регистрировать сейсмические сигналы, амплитуды которых ниже уровня микросейсмического фона. Различные модели акселерометров имеют разный уровень чувствительности, определяющий максимальное значение ускорения (в долях g), на которое они рассчитаны. Акселерометр, рассчитанный на максимальное ускорение 2 g, способен без искажений записать самые сильные сейсмические колебания, в то время как другой, рассчитанный на ускорение 0.25 g, обладает (при использовании высокоточного регистратора) лишь немногим более низкой чувствительностью к слабым колебаниям, чем велосиметры, и может использоваться для регистрации микроземлетрясений.

Нижнюю границу амплитудного диапазона GNSS-приемника определяет шум измерений, верхняя же граница ничем не ограничена [2]. GNSS-приемник может регистрировать смещения любой величины, при условии, что математическая модель программы обработки не накладывает на нее искусственное ограничение.

Исследование характеристик шума GNSS-измерений может дать информацию о его причинах, позволяет находить и моделировать некоторые процессы, переводя их из шума в полезный сигнал. Также интенсивность шума позволяет прогнозировать применимость координат, полученных обработкой GNSS-измерений, для решения конкретных задач и достижимую с их помощью точность.

Уровень шума временных рядов координат, полученных обработкой GNSS-измерений, может определяться двумя способами: как точность (среднеквадратическая ошибка) каждого конкретного измерения и как спектральная плотность мощности (СПМ) ряда координат, полученного при неподвижной антенне. Второй вариант по своей сути не отличается от методов определения уровня шума сейсмических приборов, по которым построены соответствующие модели сейсмического шума для широкополосных сейсмометров [3] и акселерометров [4].

В имеющихся работах (см., например, [5]) не рассматривается уровень шума рядов GNSS-координат, полученных методом Precise Point Positioning (PPP), который ныне является основным методом кинематической обработки записей землетрясений, позволяя получать абсолютные координаты без привязки к базовым станциям.

В настоящей работе исследуется шум рядов координат, полученных обработкой GNSS-измерений в режиме реального времени методом PPP, проведено его сравнение с моделями сейсмического шума, установлена применимость такой обработки для регистрации сейсмических волн сильных землетрясений.

Для исследования шума были использованы данные 128 GNSS-станций (рис. 1) сетей IGS и CORS, из которых получены ряды координат с дискретностью 1 сек. и продолжительностью от 4 до 13 суток. Имитация обработки в режиме реального вре-

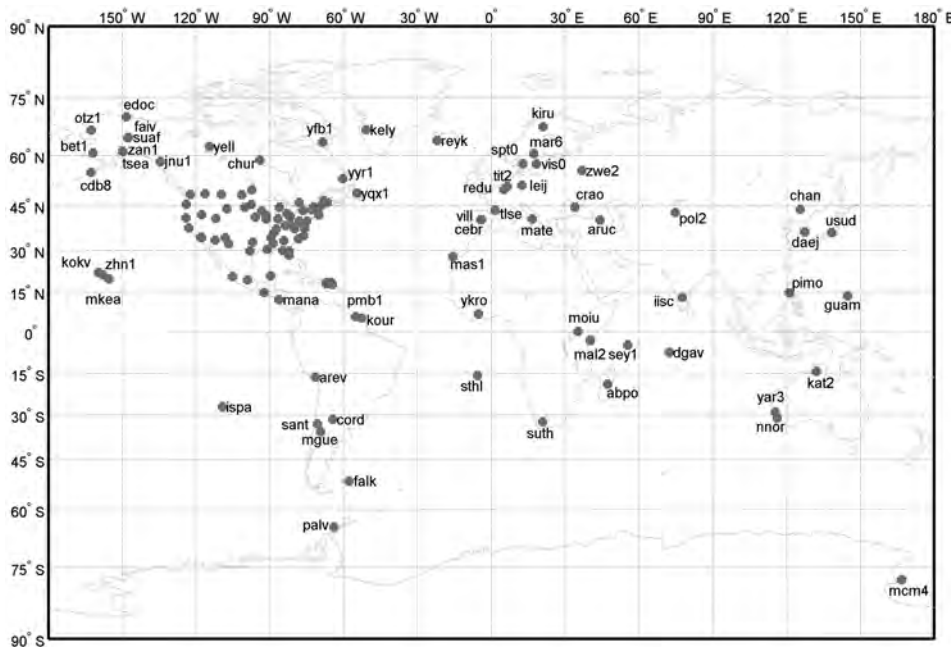


Рис. 1. GNSS-станции, данные которых использованы для построения моделей шума.

мени была проведена в известной программе BKG Ntrip Client (BNC, <http://igs.bkg.bund.de/ntrip/download>) с использованием поправок часов и орбит спутников CLK91, предоставляемых сервисом BKG. Методика определения СПМ аналогична той, которая использовалась в работе [4]. Были рассчитаны сплаженные кривые СПМ, соответствующие уровням вероятности 5 %, 50 % и 95 %. Аппроксимацией полученных кривых СПМ были построены модели высокого, медианного и низкого шума GNSS-измерений, обрабатываемых в режиме реального времени методом PPP, отдельно для горизонтальных и для вертикальной компонент (далее RTGNM – Real-time GNSS Noise Models). Модели медианного шума в среднем на 5 дБ ниже моделей низкого шума и на 4 дБ выше моделей высокого шума. Модели шума для вертикальных и горизонтальных компонент отличаются в среднем на 8 дБ.

На рис. 2 построенные модели медианного шума RTGNM показаны в сравнении с

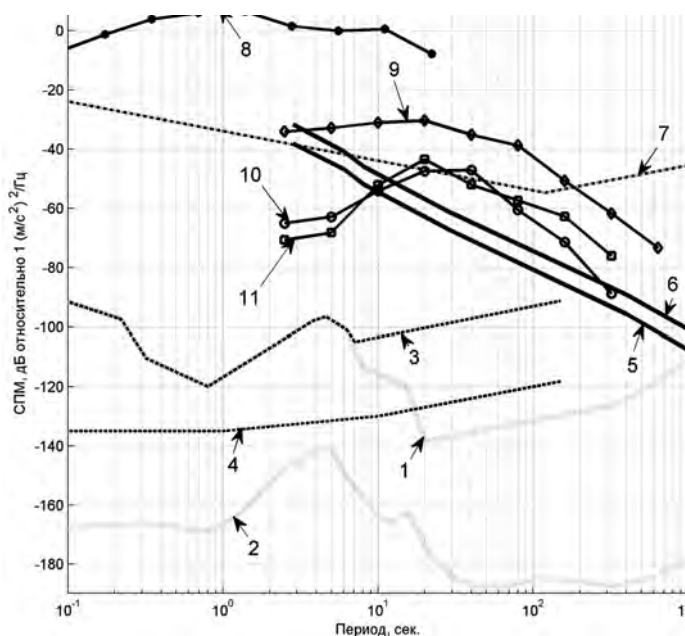


Рис. 2. Построенные модели шума GNSS-измерений, обрабатываемых в режиме реального времени методом PPP (RTGNM), модели сейсмического шума и упрощенные спектры землетрясений.

1 и 2 – модели низкого (NLNM) и высокого (NHNM) сейсмического шума [3]; 3 и 4 – модели низкого (ALNM) и высокого (AHNM) шума акселерометров [4]; 5 и 6 – построенные модели RTGNM для горизонтальных и вертикальной компонент, соответственно; 7 – уровень перегруза сейсмометра STS-2; 8 – линия, соединяющая максимальные ускорения, зафиксированные от землетрясений с $M \sim 7.5$ на эпицентральных расстояниях около 10 км [6]; 9–11 – упрощенные спектры землетрясения Tohoku-oki, полученные на пунктах MAJO, PET и ULAB с эпицентральными расстояниями 425, 2060 и 3030 км, соответственно.

моделями сейсмического шума для широкополосных сейсмометров (NLNM и NHNM) и акселерометров (ALNM и AHNM). Также показаны упрощенные спектры сейсмических волн землетрясения Tohoku-oki 11.03.2011 $M = 9.0$ на трех пунктах, расположенных на расстояниях 425, 2060 и 3030 км от эпицентра, и кривая, соединяющая максимальные

ускорения, зафиксированные от землетрясений с $M \sim 7.5$ на эпицентральных расстояниях около 10 км [6].

Значения СПМ на рис. 2 приведены в логарифмической шкале в дБ, разница на 6 дБ означает изменение амплитуды в 2 раза. Более высокие значения СПМ означают большую интенсивность шума или сейсмических колебаний. Разность между СПМ сейсмических колебаний и какой-либо моделью шума определяет то, насколько шум будет влиять на получаемую сейсмическую запись (соотношение сигнал/шум). Так, например, кривая (8) на рис. 2 при периодах 10–20 сек. на 55 дБ выше модели шума RTGNM (5), а кривые (10) и (11) при периодах 20–80 сек. выше RTGNM на 20 дБ. Это означает, что в первом случае максимальная интенсивность колебаний будет в 560 раз превышать интенсивность шума, а во втором случае – только в 10 раз.

Сравнение показанных на рис. 2 моделей шума позволяет сделать следующие выводы:

1. На всем диапазоне периодов от 3 до 1000 сек. модели RTGNM значительно выше моделей сейсмического шума NLNM и NHNM, модели шума для акселерометров ALNM и АННМ, построенные только для периодов до 150 сек., также существенно ниже моделей RTGNM. Следовательно, GNSS-приемник значительно уступает в чувствительности и широкополосной сейсмостанции, и акселерометру в данном диапазоне периодов. Однако, если провести экстраполяцию моделей ALNM и АННМ на более длинные периоды, то на периодах 300–1000 сек. эти модели были бы сопоставимы с моделями RTGNM, т.е. в указанном диапазоне периодов, по всей видимости, чувствительность GNSS-приемника и высокоточных акселерометров сопоставима.

2. Соотношение сигнал/шум записей сильных землетрясений на расстояниях в десятки километров, а также мегаземлетрясений на расстояниях в сотни километров, может быть достаточно высоким, достигая 30–50 дБ. Такие высокие значения позволяют использовать записи сейсмических волн, полученные по GNSS, так же, как и обычные сейсмические записи. Однако даже в этих случаях оптимально установленные высокоточные акселерометры будут давать более качественные записи сейсмических колебаний. Следовательно, установка GNSS-оборудования только для целей регистрации сейсмических волн сильнейших землетрясений представляется нерациональной.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00015).

Литература

1. Ebinuma T., Kato T. Dynamic characteristics of very-high-rate GPS observations for seismology // *Earth, planets and space*. 2012. V. 64, N 5. P. 369–377.
2. Genrich J. F., Bock Y. Instantaneous geodetic positioning with 10–50 Hz GPS measurements: Noise characteristics and implications for monitoring networks // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). 2006. V. 111. N. B3.
3. Peterson J. Observations and modeling of seismic background noise. USGS Open-File Report 93-322. Albuquerque: U.S. Geological Survey, 1993. 94 p.
4. Cauzzi C., Clinton J. A high-and low-noise model for high-quality strong-motion accelerometer stations // *Earthquake Spectra*. 2013. V. 29, N 1. P. 85–102.
5. Moschas F., Stiros S. Noise characteristics of high-frequency, short-duration GPS records from analysis of identical, collocated instruments // *Measurement*. 2013. V. 46, N 4. P. 1488–1506.
6. Clinton J. F., Heaton T. H. Potential advantages of a strong-motion velocity meter over a strong-motion accelerometer // *Seismological Research Letters*. 2002. V. 73, N 3. P. 332–342.

С.П. Серебренников

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕХНОГЕННОЙ ОПАСНОСТИ ЗЕМЛЯНЫХ ПЛОТИН НА ОСНОВЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК КОЛЕБАНИЙ ГРУНТОВ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ВОСТОКА АЗИИ

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В статье представлен анализ основных количественных характеристик колебаний грунтов, необходимых при районировании техногенной опасности земляных плотин. Результаты исследований основаны на изучении сейсмической опасности сооружений на территории Монголии, Амурской области и Хабаровского края. Рассматриваемые объекты входят в состав производственных элементов при горно-обогатительных фабриках и ТЭЦ. В методологическом аспекте весь процесс подготовки районирования техногенной опасности сооружений включает ряд этапов, общий для земляных плотин.

На первом этапе проанализированы и собраны основные сейсмологические данные. В результате анализа рассмотрены пределы, в которых могут меняться параметры сильных землетрясений из выделенных зон ВОЗ (вероятных очагов землетрясений), расположенных на территории существующих, модернизируемых и проектируемых земляных плотин. Они имеют следующие интервалы: эпицентральное расстояние 0–100 км, магнитуда 6.0–7.9, интенсивность в баллах 8, глубина очагов 15–20 км, механизм очагов – сдвиг и взбросо-сдвиг.

Второй этап технологический и самый информативный в процессе районирования техногенной опасности исследуемых плотин. Сейсмозондирование районов эксплуатации и строительства объектов методами малоглубинной геофизики отработаны и опубликованы [1,5].

Точки сейсмозондирований выбирались с учетом равномерного охвата типичных грунтовых условий района расположения конкретного объекта исследований. Всего выполнено и проанализировано более 400 зондирований. Участки плотин характеризуются различными инженерно-геологическими и гидрогеологическими условиями, что и отражается на волновой картине зарегистрированных сейсмограмм.

В результате их интерпретации оценивались значения скоростей сейсмических волн. Анализ последних подтверждает широкие пределы их изменения в рыхлых породах от аномально низких 280–500 м/с (в слое до 3 м) до 600–800 м/с и более – ниже этого слоя. На бортах плотин скорости могут увеличиваться до 2000 и более м/с, это объясняется наличием разрушенных и относительно сохранных коренных пород, даже при их неглубоком залегании. Результаты определения скоростей в конкретных точках зондирований приводятся в табличной форме или в виде гистограмм для рыхлых и коренных пород в воздушно-сухом и водонасыщенном состоянии.

Рыхлые воздушносухие грунты объединены в одну группу без учета их состава, скорости в них меняются от 500 до 1200 м/с. Мощность слоя рыхлых грунтов может меняться от 5–10 до 30 и более метров. Максимумы распределений приходятся на интервалы скоростей 600–700 м/с и 1000–1100 м/с, это свидетельствует о наличии двух распределений. Первое из них соответствует рыхлым отложениям с преобладанием относительно мелкой фракции, а второе можно отнести к крупнообломочным и разрушенным коренным породам. Наименьшие значения (V_p) характерны для слоя сезонного промерзания, в основном они лежат в пределах от 300 до 400 м/с. Согласно существу-

ющим нормативным документам, грунты, соответствующие первому распределению, если их мощность составляет не менее 10 м, относятся к «средним» по сейсмическим свойствам (II-категория) и их сейсмическая опасность будет соответствовать исходной.

Скорости продольных волн в водонасыщенных разновидностях рыхлых грунтов могут увеличиваться в 2–5 раза по сравнению с воздушно-сухими и, соответственно, значения V_p лежат в интервале от 1500 до 2300 м/с. Обводненные рыхлые грунты в большинстве случаев относятся к III-й категории по сейсмическим свойствам и по отношению к средним их сейсмическая опасность может увеличиться на один балл. В зависимости от степени разрушения скальных пород скорости Р-волн в них изменяются от 700 м/с в рухляках до 2000 м/с – в сильно разрушенных породах и 2000–4000 м/с – в слабо разрушенных породах. На исследуемых плотинах диапазон изменения скоростей от разрушенных до слабо трещиноватых скальных пород меняется в пределах 1200–3600 м/с. По распределению можно выделить два максимума V_p , равных 2400 и 3000 м/с. По сейсмическим свойствам это грунты I категории и их сейсмическая опасность обычно принимается на один балл меньше исходной. В нашем случае, отмеченные величины скоростей принимаются в качестве эталонных для всех сооружений данного типа.

Таким образом, для проведения расчетов сейсмической опасности и реализации расчетных методов на участках земляных плотин проанализированы все необходимые данные о составе грунтов, скоростях распространения в них сейсмических волн, глубине залегания уровня грунтовых вод, мощности рыхлых отложений.

При построении карт сейсмического риска [2, 3, 4] или при его оценке для отдельного сооружения указывается вероятность того, что в данном месте в течении определенного промежутка времени (как правило 50 или 100 лет) произойдет землетрясение, интенсивность которого превысит указанную (расчетную) величину. Характеристикой интенсивности в практике сейсмостойкого строительства является ускорение грунта, и оно выражается в значениях так называемого эффективного пикового ускорения. Это расчетное максимальное ускорение оценивается для определенных участков плотин, представленных сейсмическими моделями. Поскольку эта величина рассчитывается для определенной вероятности, тем самым учитывается неопределенность, с которой ожидается разрушительное землетрясение для изучаемой территории.

На данном этапе проведен необходимый расчет основных характеристик, определяющих сейсмическую интенсивность: акселерограмм, спектральных характеристик и спектров ускорений, т.е. тех параметров воздействий, которые непосредственно используются при проектировании сейсмостойких сооружений, рассчитываемых на воздействия сильных землетрясений, отвечающих уровню исходной сейсмичности района.

Для расчетов использовался набор необходимых методов и программ при реализации построения расчетных моделей и исходного сигнала. Исходный сигнал для вероятного сильного землетрясения определяется на основе количественных геолого-геофизических и сейсмологических данных. Расчетная модель – на основе прямых измерений скоростей сейсмических волн на земляных плотинах.

Для построения моделей использовались участки типовых моделей и результаты сейсморазведочных измерений, выполненные на этих участках. Учитывались и обобщенные данные о скоростях сейсмических волн для наиболее распространенных типов грунтов на территории плотин с учетом их состава и состояния.

В результате построено 10 моделей для рассматриваемых объектов. Расчеты для обобщенных сейсмических моделей и типовых разрезов относительно «эталонных»

коренных пород приводят к приращениям балльности от 0 до 2 баллов.

Модели № 1 и № 7 соответствуют эталонным скальным и средним грунтам, они практически обоснованы, при анализе сейсмических свойств средних и коренных пород.

Модели № 2–6 соответствуют различной мощности неводонасыщенных рыхлых грунтов, которая увеличивается от 5 до 40 м. Подстилаются они коренными породами с «эталонными» значениями скоростей. Для участков с различной глубиной залегания грунтовых вод составлено три модели № 8–10. Глубина залегания УГВ составляет 0, 3 и 5 м – соответственно. Модель № 10 полностью соответствует модели 7 по составу и мощности рыхлых грунтов.

Расчеты параметров сейсмических воздействий в максимальных или эффективных ускорениях для площадок соответствующих построенным моделям получены следующим путем.

Учитывая параметры сильных землетрясений и диапазоны их изменений для рассматриваемых объектов, нами была синтезирована исходная акселерограмма для горизонтальной (EW) компоненты. Акселерограмма приведена к скальному основанию, ее основные параметры следующие: максимальное ускорение 58 см/с^2 , максимальное значение спектра 10 см/с , интервал частот спектра на уровне 0.7 от максимума меняется от 1 до 5 Гц, длительность колебаний на уровне 0.3 от максимума составляет 20 с.

Максимальные значения ускорений коренных пород для горизонтальной компоненты не превышает 110 см/с^2 . Это согласно шкале балльности соответствует эталонному сейсмическому воздействию для скальных пород района равному 7 баллам. Спектр ускорений имеет максимум (на уровне 0.5) в интервале частот 1–5.5 Гц. Основные максимумы приходятся на частоты 1.5 и 2.5 Гц и спектральные плотности на них достигают значений 22; 23 см/с – для компоненты EW.

Для модели эталона, представленной средними грунтами, максимальное ускорение может достигать 210 см/с^2 , что соответствует 8-ми балльному воздействию соответствующему исходной сейсмичности районов расположения плотин. Для дальнейших расчетов нами использовалась исходная акселерограмма синтезированная для скальных грунтов, как менее искаженная приповерхностными неоднородностями. Поэтому для реализации расчетов сейсмические модели построены до монолитных коренных пород, принятых нами за эталон.

Расчетные параметры эталонных сейсмических воздействий являются в какой-то степени масштабированными на 7-ми балльные сейсмические воздействия скального основания и 8-ми балльные для средних грунтов. Однако, они получены путем анализа реальных землетрясений, соответствующих параметрам основных зон ВОЗ для участков объектов, и будут отвечать вероятным сильным землетрясениям по максимальным ускорениям и частотному составу. Кроме того, масштабирование позволяет расчетным путем оценивать более реально изменение частотного и амплитудного состава эталонных сейсмических колебаний верхними грунтовыми слоями ложа плотин.

Для моделей 2–6 (воздушно-сухие грунты) результаты расчетов при мощности рыхлых отложений от 5–10 до 50 м ускорение колебаний меняется от 200 до 240 см/с^2 , при максимальной мощности они даже несколько снижаются. Максимумы спектров с возрастанием мощности ведут себя более динамично и соответственно увеличиваются от 36 до 63 см/с . Происходит и некоторое перераспределение их максимумов, они с увеличением мощности рыхлых отложений несколько смещаются в сторону низких частот.

Расчет сейсмических воздействий для частично или полностью водонасыщенных

рыхлых грунтов проведен для трех моделей № 8, 9 и 10. на случай поднятия УГВ на 5, 3 и 0 м от поверхности – соответственно. Расчеты проведены в предположении, что вся энергия колебаний уходит на упругие деформации. При расчетах использовался подход, учитывающий увеличение интенсивности колебаний слоя водонасыщенных грунтов по отношению к неводонасыщенным через расчет относительных экспериментальных частотных. При таком подходе величина ускорений для построенных моделей составляет 270, 330 и 420 см/с², соответственно, а максимальное значение спектра меняется от 51 до 79 см/с. Основные максимумы спектров ускорений лежат на частотах от 1 до 5 Гц.

Выполненный объем исследований позволил нам подготовить методику геофизических исследований для районирования техногенной опасности земляных плотин при возможных сейсмических событиях, что может повлиять на технологический процесс существующих и проектируемых промышленных предприятий и экологическую ситуацию близлежащих территорий.

Литература

1. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф. и др. Л.Н. Методика районирования сейсмической опасности линейных сооружений по сейсмогрунтовым моделям // Криосфера земли. 2008. Т. XII, № 4. С. 66–76.
2. Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. 420 с.
3. Джурик В.И., Серебренников С.П., Рященко Т.Г., Батсайхан Ц., Дугармаа Т., Улзийбат М., Ескин А.Ю., Усынин Л.А. Районирование сейсмической опасности территории города Эрдэнэта. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 122 с.
4. Джурик В.И., Серебренников С.П., Батсайхан Ц., Дреннов А.Ф., Брыжак Е.В., Усынин Л.А., Ескин А.Ю. Методика районирования сейсмической опасности приграничных территорий Монголо-Сибирского региона (на примере района г. Эрдэнэт) // Известия Иркут. гос. ун-та. Сер. «Науки о Земле». 2012. Т. 5, № 1. С. 118–142.
5. Джурик В.И. Сейсмогеологические, сейсмологические и инженерно-сейсмологические исследования лаборатории инженерной сейсмологии и сейсмогеологии ИЗК СО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 1, № 1. С. 135–157.

**В.Ю. Тимофеев¹, П.Ю. Горнов², Д.Г. Ардюков¹, А.В. Тимофеев¹,
М.Г. Валитов³, Г.З. Гильманова², Ю.Ф. Стусь⁴, Е.Н. Калиш⁴**

**ИЗМЕРЕНИЯ МЕТОДАМИ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ И ГРАВИМЕТРИИ НА
ВОСТОКЕ РОССИИ**

¹ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток

⁴ФГБУН Институт автоматизации и электрометрии СО РАН, г. Новосибирск

Задача наших исследований – это изучение современных деформаций Земли, вызванных тектоническими силами, порождающими вариации смещений и нерегулярные изменения силы тяжести в условиях окраины континента вблизи границы тектонических плит [1, 2]. Отметим, что мощная сейсмическая активность региона позволяет получить значимые косейсмические и постсейсмические воздействия даже на расстояниях в сотни километров от эпицентров землетрясений [3, 4]. В работе представлены результаты измерений в дальней зоне нескольких землетрясений магнитудой более 8. Наши измерения методом космической геодезии проводились по профилям, расположенным на севере Приморья и в Хабаровском крае (период наблюдений с 2003 г. по 2015 г.). При этом использованы два комплекта двухчастотных геодезических приемников TRIMBLE-4700. Обработка результатов измерений проводилась с использованием постоянных станций Азии по программе GAMIT-GLOBK. В результате определены скорости смещения пунктов с точностью до долей миллиметра. Эти наблюдения с 2010 года дополнены комплексными гравиметрическими исследованиями на юге Приморья на полигоне ТОИ ДВО РАН «м. Шульца». В измерениях использованы относительные и абсолютные гравиметры микрогального уровня [5]. Приливные вариации, зарегистрированные относительными гравиметрами, были проанализированы по всему диапазону, главный вклад – это суточные и полусуточные волны. В измерениях использованы два типа приливных цифровых гравиметров. Результаты приливного анализа, в виде приливных поправок, как и другие обязательные поправки, использованы при обработке данных абсолютного баллистического лазерного гравиметра ГАБЛ. В результате измерений гравиметром ГАБЛ за период 2010, 2011, 2012, 2013 и 2015 годы установлено, что в течение первого года абсолютное значение силы тяжести (g) на пункте возросло на 5.0 мкГал. За период 2012–2013 годы отмечено уменьшение значения на 4 мкгал, при среднеквадратической погрешности определения 1–2 мкГал.

Измерения методом космической геодезии позволили определить величину косейсмических смещений в дальней зоне. Пример скачка смещений на квазипостоянном пункте Змейка (ZMEY, 70 км на ЮВ от г. Хабаровска) приведен на (рис. 1). Здесь приведены смещения относительно постоянной станции Южно–Сахалинск. Скачок горизонтальных смещений на расстояниях 1000–1500 км получен на уровне от 40 до 10 мм [5]. Проявление косейсмических эффектов различно на различных компонентах от разных землетрясений: южнее острова Хоккайдо (25.09.2003 г.), Симуширских землетрясениях 2006–2007 гг., Японского землетрясения 11.03.2011 с $M = 9.1$ и Охотоморского землетрясения 24.05.2013 с $M = 8.3$

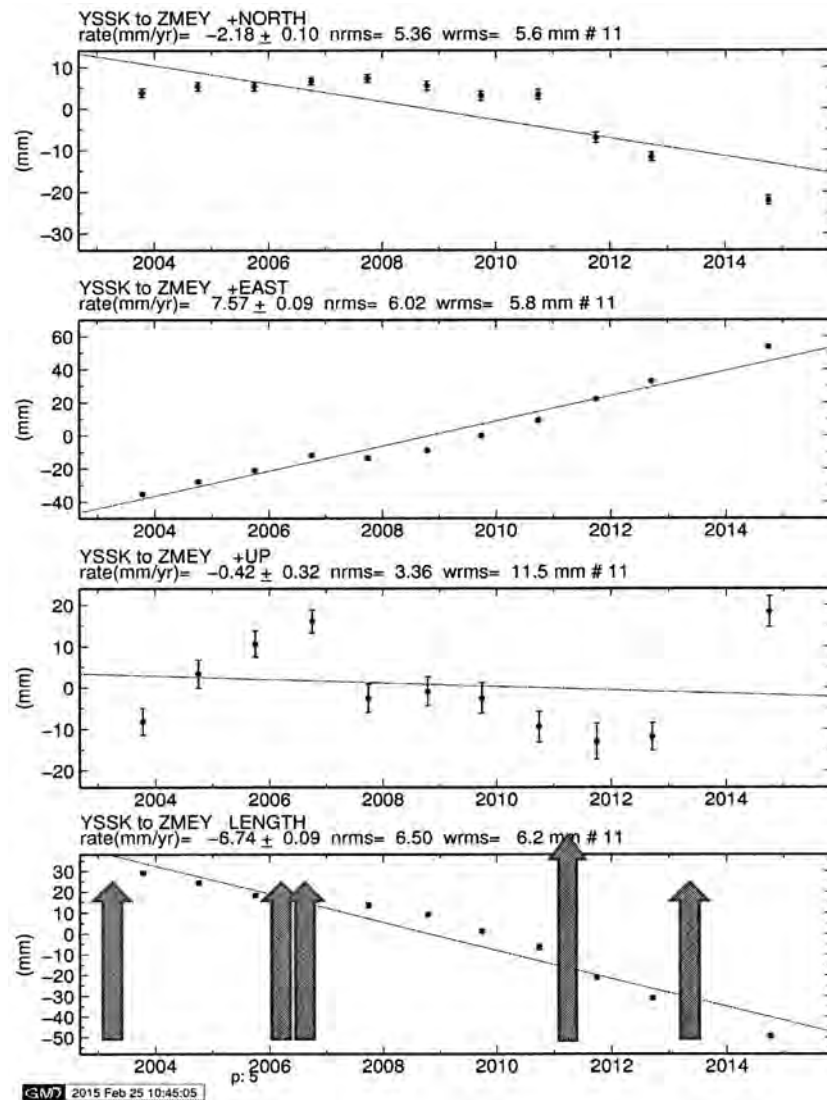


Рис. 1. Изменение положение пункта наблюдений Змейка по данным ежегодных измерений методами космической геодезии в мм. Сверху вниз – С–Ю, В–З, по радиусу и изменение расстояния относительно пункта Южно–Сахалинск. Стрелками показаны моменты землетрясений магнитудой более 8-ми, в начале 2011 года – землетрясений магнитудой 9.

Пространственное распределение величины смещений, в общем, соответствует дислокационной модели и известным аналитическим выражениям. Зависимость от расстояния, полученная по смещениям на пунктах Приморья и Хабаровского края приведена на (рис. 2).

Как показано на рис. 1 значительные вариации отмечены не только в горизонтальной, но и в вертикальной компонентах.

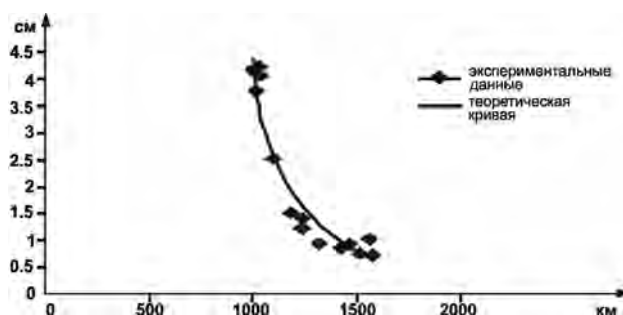


Рис. 2. Зависимость косейсмического горизонтального смещения (в см) от расстояния до эпицентра Японского землетрясения (11.03.2011, $M=9$) в тысячах километров. Теоретическая кривая и экспериментальные данные по Приморью и Хабаровскому краю.

Рассмотрим возможность использования гравиметрических данных микрогально-го уровня для измерения вариаций высоты и плотности, вызванной деформированием горных пород. Известна связь гравитационных вариаций с вертикальными смещениями:

$$\Delta g(t) = \gamma \Delta Z(t) + \xi,$$

где: γ – вертикальный градиент $-3.08 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}^2$; $\Delta Z(t)$ – изменения высоты в метрах, ξ – ошибка измерений.

На пункте мыс Шульца косейсмический эффект при землетрясении 2011 года в изменениях силы тяжести соответствует опусканию на 15 мм при ошибке 9 мм. Севернее на пункте ZMEY зарегистрировано опускание 8 мм при ошибке 4 мм. Рассмотрим возможную причину эффекта, оценим вклад изменения плотности. Для оценки вариации силы тяжести используем соотношение для бесконечного слоя:

$$\Delta g = +2\pi k \rho_{\text{vol}} H,$$

где k – гравитационная константа, ρ – плотность, ϵ_{vol} – изменение объемной деформации, H – мощность земной коры. Из экспериментальных данных можно определить значение скачка региональной деформации для Приморья. Получаем значения для объемной деформации в 2011 году $+1.7 \cdot 10^{-8}$, в 2013 году $+0.5 \cdot 10^{-8}$ [6]. Максимальный гравитационный эффект при толщине литосферы (50 км, 100 км и 150 км) соответственно составит -0.1 микрогал, -0.2 микрогал и -0.3 микрогал (при $\rho = 3.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$).

Выводы

Таким образом эффект деформирования незначителен, а увеличение силы тяжести свидетельствуют об опускании плиты в 2011 году и подъеме земной поверхности в 2013 году. Измерения методами космической геодезии на гравитационном пункте на мысе Шульца за период 2012–2015 гг. также свидетельствуют о подъеме поверхности со скоростью: $+4.98 \pm 3.03 \text{ мм/год}$.

В целом, в дальней зоне, наряду со значительной горизонтальной компонентой, выделяется и вертикальная составляющая, вызванная косейсмическими движениями земной поверхности. Комплексные измерения позволяют надежнее выделить и оценить косейсмические эффекты в дальней зоне сильных землетрясений Дальнего Востока.

Литература

1. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В., Результаты анализа данных GPS измерений (2003-2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
2. Shestakov N., Gerasimenko M., Takahashi H., Kasahara M., Bormotov V., Bykov V., Kolomiets A., Gerasimov G., Vasilenko N., Prytkov A., Timofeev V., Ardyukov D., Kato T. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations // *Geophysical Journal International*. 2011. 184 (2). P. 529–540.
3. Шестаков Н.В., Герасименко М.Д., Охзоно Мако. Движения и деформации земной коры Дальнего Востока Российской Федерации, вызванные землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. и их влияние на результаты GNSS наблюдений // *Геодезия и картография*. № 8. 2011. С. 35–43.
4. Н.В. Шестаков, М. Ohzono, Н. Takahashi, М.Д. Герасименко, В.Г. Быков, академик Е.И. Гордеев, В.Н. Чебров, Н.Н. Титков, С.С. Сероветников, Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков, А.А. Сорокин, М.А. Серов, М.Н. Кондратьев, В.В. Пупатенко. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013, $M = 8.3$ // *Докл. АН*. 2014. Т. 457, № 4. С. 471–476.
5. Timofeev V., Kulinich R., Valitov M., Stus Y., Kalish E., Ducarme B., Gornov P., Ardyukov D., Sizikov I., Timofeev A., G. Gil'manova, T. Kolpashikova and Z. Proshkina. Coseismic effects of the 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake measured at Far East Russia continental coast by gravity and GPS methods // *International Journal of Geosciences*. 2013. 4. P. 362–370.

РАЗДЕЛ IV

ТЕКТОНИКА И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОКА АЗИИ

В.Г. Варнавский**АЛДАНО-МАЙСКИЙ ОСАДОЧНЫЙ БАСЕЙН (ЮГО-ВОСТОК СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА): ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА, УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Начало формирования осадочного чехла бассейна относится к раннему протерозою (позднему карелию, улканию, 1732 млн лет), завершение – раннему палеозою (483 млн лет). Осадконакопление в течение всей многолетней истории седиментогенеза прерывалось и осложнялось инверсиями, орогенезом. Наиболее крупные из них: в предрифейское время (1732-1670 млн лет); в первой половине среднего рифея (аимчанской серии), с магматизмом топорикано-бириндийским (1300-1100 млн лет) и сиваглинским (1280–1250 млн лет); в предвендское время с ингилийским магматизмом (680–650 млн лет). Каждое из этих инверсионных событий сопровождалось ландшафтной перестройкой, формированием кор выветривания, являющихся великолепными ловушками на пути миграции углеводородных флюидов (рис. 1, 2, 3). [1, 2].

Сложившийся улканий-позднекембрийский каркас осадочной структуры чехла АМОБ подвергся в мезозое воздействию мощнейших геодинамических процессов с востока, обусловивших торошение, складчатость 5-ти – 10-ти километровых толщ чехла зоны Юдомо-Майского авлакогена (Кыллахских южной и северной структурно-фациальных зон).

Не исключено, что, благодаря этому торошению и складкообразованию пород восточного склона АМОБ, было ослаблено динамическое метаморфогенное воздействие на преобразование пород платформенной зоны бассейна и, более того, как свидетельствуют многочисленные исследования органического вещества и битумоидов малгинской свиты среднего рифея [3, 4, 5 и др.], сохранены положение разреза рифей-венд-кембрийских литокомплексов в главной зоне нефтегазообразования (на стадии катагенеза МК1-3), способность нефтегазоматеринских пород бассейна генерировать нефтегазовые флюиды практически до настоящего времени.

Заключение

В истории эволюции АМОБ просматриваются два мегагеодинамических этапа: протерозойско-раннепалеозойский в составе: раннепротерозойского (позднекарельского), средне-позднепротерозойского (рифейского), позднепротерозойского-раннепалеозойского (венд-кембрийского) и среднепалеозойско-мезозойский, существенно-мезозойский, сыгравших каждый по своему созидательную и разрушительную роль в формировании углеводородного потенциала бассейна.

Литература

1. Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 82–102.
2. Варнавский В.Г. Юго-Восток Северо-Азиатского кратона Алдано-Майский осадочный бассейн: Этапы эволюции, нефтегазоносность // VIII Всерос. литологическое совещ. «Эволюция осадочных процессов в истории Земли» (октябрь–ноябрь 2015 г.). РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. М. 2015. Т. 2. С. 19–22.
3. Мишулина З.А. Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях. Недр (Лен.отд.), 1978. 151 с.

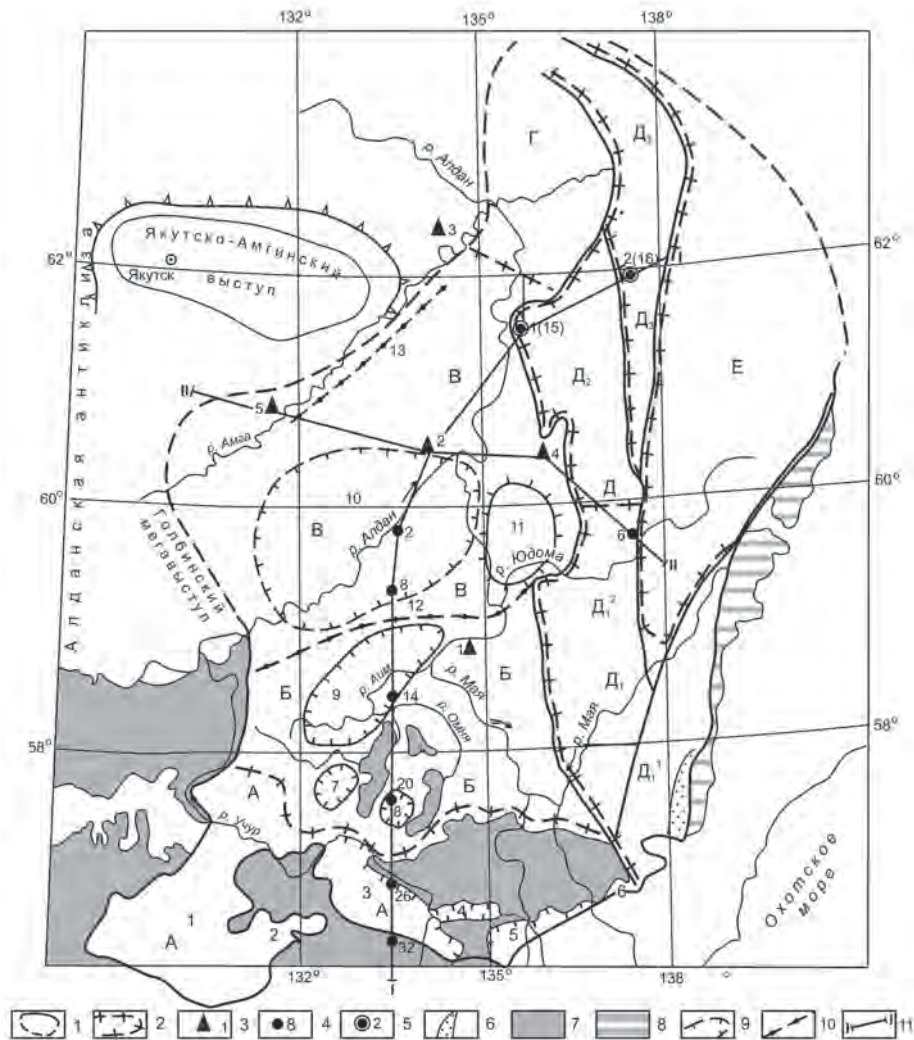
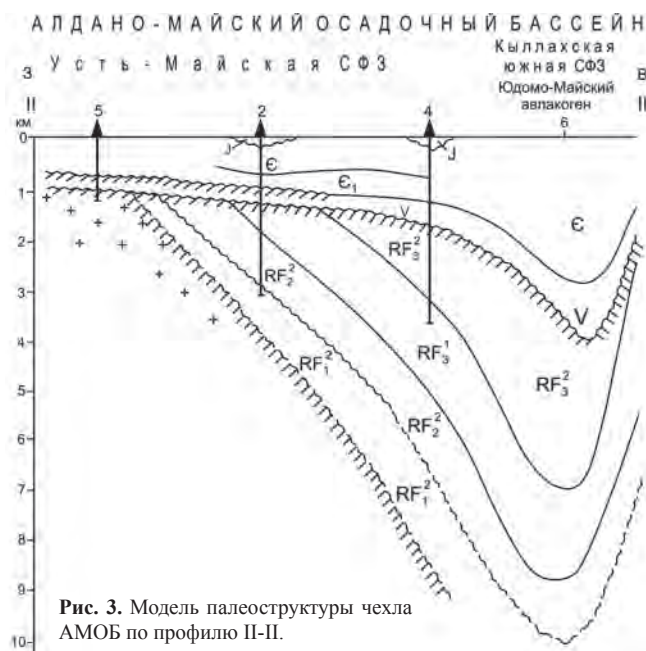


Рис. 1. Алдано-Майский осадочный бассейн. Принципиальная схема современного размещения основных структур и структурно-фациального районирования по [1].

1 – граница АМОБ, установленная, предполагаемая; 2 – граница структурно-фациальных зон, зоны Алдано-Майской плиты, А – Учурская, в ее составе рифтограбены (арабские цифры на схеме): 1 – Токинский, 2 – Амуликанский, 3 – Учурский, 4 – Верхнеугайский, 5 – Маймаканский, 6 – Верхнебатомгский; Б – Майская, в ее составе мульды (цифры на схеме): 7 – Большемаркюэльская, 8 – Маломаркюэльская, 9 – Аимская; В – Усть-Майская, в ее составе Алданская впадина (10), Майский выступ (11); Г – Хандыгская, Д – Юдомойского авлаокегена. Зоны Д₁ – Кыллахская южная (Д₁¹ – Верхнемайская подзона), Д₁² – Юдомская подзона), Д₂ – Кыллахская северная; Д₃ – Сетте-Дабанская; Е – Южно-Верхоянский синклиорий. 3 – скважины (цифры на схеме): 1 – Лахандинская, 2 – Мокюйская 1, 3 – Хочомская; 4 – Усть-Майская 366, 5 – Нижнеаимчанская. Условное положение листов О-53 государственных геологических карт 1: 200000 (арабские цифры): 32, 26, 29, 14, 6, 8, 2); 5 – опорные разрезы; 6 – Би-лякчанский прогиб; 7, 8 – архейские кристаллические образования фундамента АМОБ: Алдано-Станового щита (7), Охотского массива (8); 8-9 – контуры локальных структур; 10 – структурные валы: Дыгдинский (12), Куолумский (13); 11 – линии профиль – модели палеоизомощности осадочных серий чехла АМОБ.



- Парфенова Т.М., Сулова Е.А., Меленевский В.Н., Наговицин К.Е., Сараев С.В. Органическая геохимия малгинской свиты среднего рифея (Юго-Восток Сибирской платформы) // Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири: Материалы Всерос. научн. конф. молодых ученых и студентов, посвящ. 80-летию А.Э. Конторовича. ИНГГ СО РАН, 2014. С. 125–127.
- Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский В.Г., Ларичев А.И. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 154–165.

Г.Л. Кириллова

ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ВДОЛЬ ДЖАГДИНСКОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СУТУРЫ: ЗЕЙСКО-УДСКИЙ И НОРСКО-СЕЛЕМДЖИНСКИЙ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ

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

Главная фаза сжатия в Монголо-Охотской складчатой системе имела место в ранней и средней юре [2]. Подобно смыкающимся с запада на восток ножницам закрылся Монголо-Охотский пролив вдоль Монголо-Охотской сутуры. Под давлением Сибирского кратона с севера и Буреинского массива с юга образовался складчато-надвиговой коллизионный Монголо-Охотский ороген.

В наиболее хорошо изученном Джагдинском звене этого орогена [2] чётко выделяется три структурных элемента: складчато-надвиговая структура в центре, подразделенная на основе структурно-вещественного состава и характера дислокаций на несколько зон, Зейско-Удский краевой прогиб с севера и Норско-Селемджинский с юга (рис. 1, 2). Прогибы выполнены слабо дислоцированными или субгоризонтально залегающими грубообломочными и вулканогенными образованиями позднеюрско-раннемелового возраста. Грабенообразная структура этих прогибов подтверждается геофизическими данными. Далее к западу ороген сужается и постколлизивные структуры представлены цепочкой мелких грабенов [1] вдоль Монголо-Охотской сутуры (Уруша-Ольдойский, Урканский, Депский, Норский).

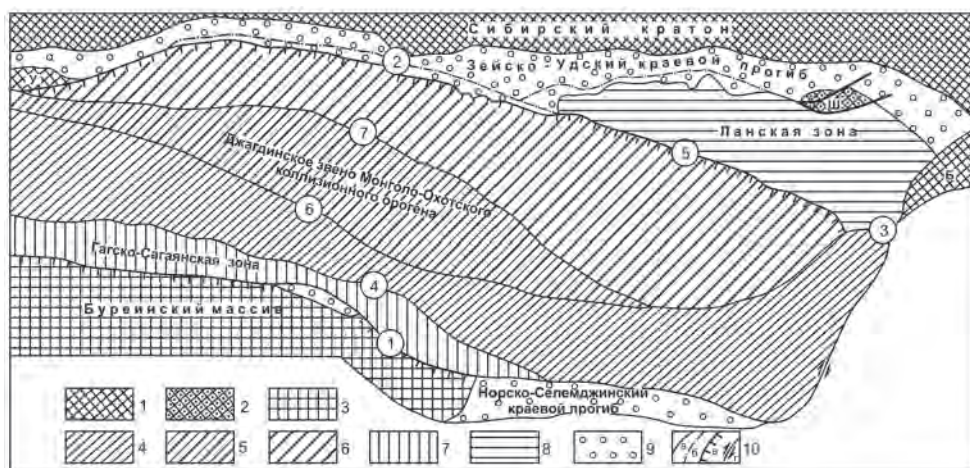


Рис. 1. Схема тектонического районирования Джагдинского звена Монголо-Охотского коллизионного орогена (МОКО) [2].

1, 2 – Сибирская платформа: 1 – выступы фундамента (Б – Баладецкий), 2 – перекрытый платформенным чехлом (Ш – Шевлинский); 3 – Буреинский массив; 4–8 – Джагдинское звено МОКО: 4–6 – Западно-Джагдинская эвгеосинклинальная зона (4 – Долбырь-Тунгалинская подзона, 5 – Туксинская подзона, 6 – Унья-Бомская подзона), 7 – Гагско-Сагайская миегеосинклинальная зона, 8 – Ланская талассогеосинклинальная зона; 9 – краевые прогибы; 10 – разломы: а – наблюдаемые; б – скрытые под рыхлыми образованиями, в – надвиги, г – сдвиги. Цифры в кружках (главные разломы): 1 – Нинни-Сагайский, 2 – Тукурингрский, 3 – Улигданский, 4 – Южно-Тукурингрский, 5 – Ланский, 6 – Чампулинский, 7 – Желтулинский.

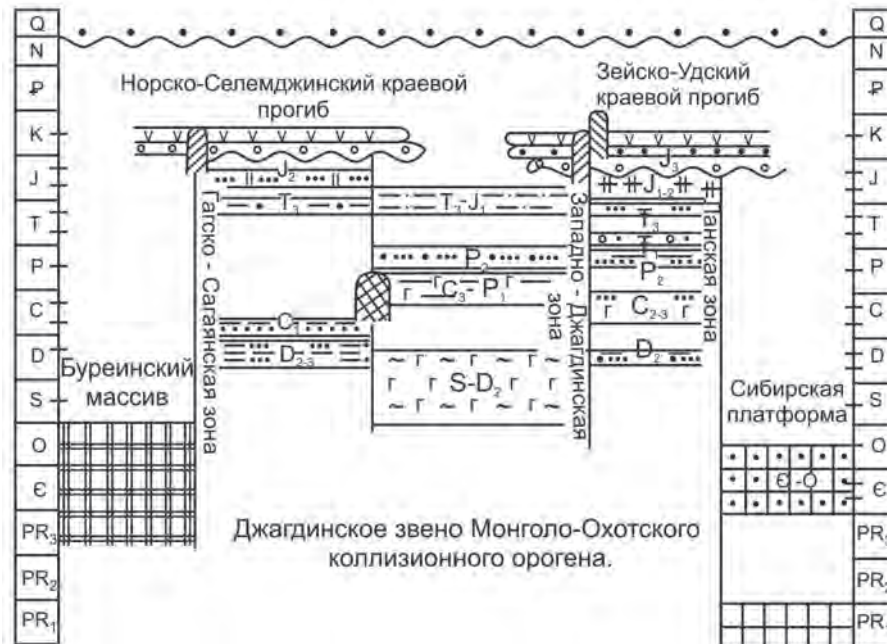


Рис. 2. Схема взаимоотношения структурных элементов [2].

Типовые разрезы Зейско-Удского прогиба (ЗУП) представлены в нижней части ритмично переслаивающимися конгломератами, песчаниками и алевролитами верхов средней и поздней юры. В волжском ярусе появляется вулканокластика, которая поступала, видимо, из синхронно формировавшегося Удского вулканогенного пояса [3]. Раннемеловой разрез представлен преимущественно берриас-валанжинскими основными вулканитами. После готерив-барремского перерыва формируется толща вулканитов разного состава от основных до кислых. В западной части Удского прогиба в Верхнезейской впадине накапливались терригенные осадки.

Стратиграфическая последовательность ЗУП наиболее полно описана Г.В. Рогановым с соавторами [4]. Она начинается с позднего триаса, представленного морскими песчаниками, алевролитами и грубообломочными породами мощностью до 1000 м. Выше залегает с конгломератами в основании толща песчаников. В средней части ее появляется пирокластический материал. Возраст этой толщи – поздний плинсбах-ранний тоар. Видимо этим возрастом можно датировать начало активности Удской-Мургальской вулканической дуги. По мнению В.А. Красиловой [3], изучавшего растительные остатки в толщах Удского вулканического пояса, временем заложения его следует считать келловей–оксфорд.

Образование Удско-Мургальской вулканической дуги в позднем триасе–поздней юре и её последующее разрушение обусловили накопление мощной (до 6000 м) терригенной толщи в преддуговом прогибе. Морской режим сохранялся до конца юры.

С позднего берриаса активизировались сдвиго-раздвиговые дислокации, приведшие к перестройке рельефа и накоплению преимущественно средних и кислых вулканитов,

перекрытых в западной части ЗУП мел-кайнозойскими терригенными угленосными образованиями мощностью до 1000 м.

В целом вырисовывается довольно сложная геодинамическая эволюция ЗУП, обусловленная его позицией сначала на южной пассивной окраине Шевлинского и Баладского террейнов Северо-Азиатского кратона (поздний триас-средняя юра), а затем в северной шовной постколлизийной зоне вдоль Монголо-Охотской сuture (J_3 - K_1).

Норско-Селемджинский краевой прогиб, окаймляющий Джагдинское звено с юга, выражен неотчётливо и изучен слабее. На карте [1] он представлен прерывистой цепочкой мелких позднеюрских впадин (с запада на восток): Уруша-Ольдойской, Урканской, Пиканской, Деспской, Норской. Завершается разрез толщ вулканитов предположительно раннемелового возраста.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 16-05-0057/16) и ДВО РАН (проект 15-И-2-027).

Литература

1. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Гл. ред. Л.И. Красный, м-б 1:2500 000, 1986. ВСЕГЕИ Мингео СССР.
2. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
3. Красилов В.А., Синюков В.И., Витрик С.В. Время заложения Удского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 102–108.
4. Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: ФГУГГП «Хабаровскгеология», 1999. С. 80–94.
5. Сей И.И., Калачева Е.Д. Зональная стратиграфия верхней юры и низов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 162–170.

**В.В. Крапивенцева¹, В.И. Вялов², А.В. Наставкин³,
А.А. Чернышев², Т.В. Шарова³**

**СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛЯХ И
УГЛИСТЫХ ГЛИНАХ УШУМУНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В
БИРОФЕЛЬДСКОМ ГРАБЕНЕ СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА И
ОЦЕНКА ИХ ПРОМЫШЛЕННОГО ПОТЕНЦИАЛА**

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

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург

³ Институт наук о Земле Южного федерального университета, г. Ростов-на-Дону

Среднеамурский осадочный бассейн (СОБ) является частью Тан-Лу – Охотской рифтовой системы, сформировавшийся в позднемеловое-кайнозойское время вследствие активизации системы разломов Тан-Лу [4, 5]. Кайнозойскую стадию развития бассейна характеризуют около 30 грабенов, перекрытых неоген-четвертичным чехлом. Грабены выполнены терригенными болотно-озерно-аллювиальными отложениями, к которым нередко приурочены месторождения бурых углей [12]. Одним из них является Бирофельдский грабен в юго-западной части СОБ, входящий в Лобэй-Бирофельдскую группу грабенов и погружений [12].

Бирофельдский грабен представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении более чем на 100 км ассиметричную структуру, с юго-востока ограниченную разломом Итунь-Илань – ветви системы разломов Тан-Лу, и выклиниванием осадочных слоев на северо-западе. Внутреннее 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 буроугольное месторождение. Мощность осадочного выполнения грабена в его северо-восточной части составляет более 3 км [12].

Пермские, нижнетриасовые осадочные отложения и палеозойские гранитоидные образования слагают фундамент, а также западное и восточное его обрамления, являющиеся вместе с развитыми на них эффузивами набатовской толщи позднемелового возраста, областями сноса. По северо-восточному разлому Итунь-Илань ограничивающему крутой юго-восточный борт Бирофельдского грабена, также отмечены выходы верхнемеловых вулканитов набатовской толщи (K_2nb), в том числе и непосредственно под чехлом четвертичных и плиоценовых отложений [4, 5, 12].

В последние 20–25 лет в связи с появлением новых методов исследования – ИНАА (инструментального нейтронно-активационного анализа), ICP-MS (анализ в индуктивно-связанной плазме) и др. получило широкое внедрение их в практику для изучения металлоносности и редкоземельных элементов углей.

Кроме исследований редкоземельных элементов, проведенных с 1990 по 2015 гг. в ИГЕМ РАН, в частности, по изучению редкоземельных элементов Приморья, а также Амурским научным центром и Институтом геологии и природопользования ДВО РАН, ФГУП «ВСЕГЕИ» с 2006 до 2013 гг. также проводилось изучение промышленной металлоносности и редкоземельных элементов ряда угольных месторождений Дальнего Востока России, в том числе и буроугольных месторождений Приморья и Хабаровского

края. Все эти исследования дали положительные результаты и свидетельствуют о наличии новой, значительной и нетрадиционной базы редкоземельных элементов, редких, цветных и благородных металлов, «заклоченных» и в буроугольных месторождениях Дальневосточного федерального округа [2, 3, 7–11, 13 и др.].

Особенности геологического строения СОБ отразились в повышенном содержании ряда элементов металлов и редкоземельных элементов в углях и вмещающих их отложениях олигоцен-миоценового возраста, выполняющих грабены СОБ, в том числе и Ушумунского буроугольного месторождения [3, 6, 7, 13].

Определение редкоземельных элементов углей и пород Ушумунского месторождения производилось в Центральной химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ методом ICP-MS по пробам, отобраным в ИТиГ ДВО РАН по керну буровых скв. 1138 и 1180 [3, 7, 13].

Редкоземельные элементы (РЗЭ) золы углей и углистых глин ушумунской свиты изучены по скв. 1138 по 38 пробам. Зольность (A^d) изученных углей изменялась в пределах 6.58–45.0 %, а углистых глин – от 46 до 70 %. Распределение содержаний РЗЭ золы углей и углистых глин по разрезу свиты характеризуется неравномерным и широким диапазоном изменения их значений. Суммарное (Σ) содержание РЗЭ+Y в них изменяется от 248.8 до 1510.4 г/т, при этом содержание иттрия «колеблется» от 25.2 в углистой глине до 144 г/т в малозольном угле. Содержания (г/т) РЗЭ+Y в углях характеризуются также большим разбросом их значений – от 302.9 в угле с A^d – 40.8 % до 1510.4 – в угле с A^d – 11.1 %. Однако изменения содержаний РЗЭ и иттрия в зависимости от A^d происходят неравномерно и не пропорционально.

Легкие лантаноиды (La, Ce, Pr, Nd) и, в первую очередь, Ce и La отличаются существенно большими содержаниями – от 222 г/т в угле с A^d -38.9 % до 1198.9 г/т в малозольном угле с A^d -11,1 %. В их составе преобладают Ce и чуть меньше La, что позволяет отнести их в целом к цериевой группе. Такая же общая закономерность отличает и углистые глины.

Содержания средних лантаноидов (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho) изменяются в углях и углистых глинах также неравномерно и непропорционально – от 47.4 до 140.8 г/т в малозольных углях (в среднем – 94.1 г/т) до 25.9–67.3 (в среднем 39.4 г/т) в зольных углях (A^d 32.7-45 %). Наибольшие концентрации отмечаются для Sm и Gd. Содержания тяжелых лантаноидов (Er, Tm, Y, Eu) также убывают от малозольных углей (от 15 до 26.7 г/т) - к более зольным (от 7.8 до 17.4 г/т) углям с преобладанием в их составе Er и Yb.

Изучение состава и распределения содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в золе углей и углистых глин олигоценовой чернореченской свиты по скв. 1180 производилось по 23 пробам, в том числе по 16 пробам углей с зольностью (A^d) от 9.73 до 44.3 %.

Анализ распределения содержаний (г/т) как отдельных РЗЭ, так и их сумм в золе углей и углистых глин показал также большой их разброс – от минимального значения суммы (Σ) РЗЭ + Y равного 206.87 – до максимального 1618,03 при среднем значении 589 г/т. Содержание иттрия при этом изменяется от 21.5 до 148 и в среднем составляет 61.9 г/т. Концентрация РЗЭ в золе олигоценовых малозольных и средnezольных углей превышает их содержания в ушумунской свите.

В целом отмечается тесная, но непропорциональная взаимосвязь между распределением зольности олигоценовых углей, углистых глин и содержаниями в них РЗЭ. Максимальные и близкие к ним повышенные содержания как отдельных РЗЭ, так и их

сумм отмечаются в менее зольных углях с A^d – от 9.73 до 17 %, а несколько меньшие их содержания – до минимальных – характерны для средnezольных и особенно для зольных углей с A^d – до 45 %, и углистых глин с A^d – от 48.2 до 57.6 %.

Для углей чернореченской свиты максимальные и близкие к ним содержания (г/т) большинства РЗЭ, и в первую очередь легких лантаноидов (La, Ce, Pr, Nd), отмечены для угля с A^d – 13.6 % и 17 %. Аномальные содержания (г/т) легких лантаноидов в этих углях имеют: La – 298 и 247, Ce – 646 и 551, Pr – 71,1 и 55.6, Nd – 294 и 232. В связи с этим лантаноиды олигоценовых углей также можно отнести к цериевой группе. Для углей с зольностью несколько меньшей – 9.73 % и 11.9 %, иногда отмечаются несколько меньшие содержания (г/т) легких лантаноидов. С одной стороны для некоторых РЗЭ (La, Ce и др.) с увеличением A^d не пропорционально возрастают и их содержания, а с другой – чаще – угли с меньшей A^d отличаются большими содержаниями как легких, так средних и тяжелых РЗЭ и их сумм. Σ легких лантаноидов составляет 1309 г/т в малозольных углях (в среднем ~ 828 г/т), а в зольных – 347.2 г/т (в среднем ~ 280 г/т).

Суммарные содержания РЗЭ + Y в зольных углях чернореченской свиты варьируют от 262 до 459 г/т, в пределах 579–1618 г/т в малозольных (A^d до 15 %) и от 315 до 1362 г/т в средnezольных углях. Средние их содержания соответственно возрастают от зольных углей (368 г/т) к средnezольным (692.6 г/т) и малозольным (1056 г/т) углям.

Эти обстоятельства, так же как и неравномерное распределение РЗЭ в углях и углистых глинах ушумунской свиты по скв. 1138, можно интерпретировать неравномерными во времени и пространстве изменениями соотношений содержаний сорбционной и терригенной фракций этих элементов, а также иногда положением отдельных проб углей в колонке опробования [1, 14]. Так все пробы с максимальными содержаниями почти всех РЗЭ являются не только менее зольными, но и располагаются – чаще – вблизи контактов с почвой пластов, либо в прикровельной или верхней их частях. Изученные олигоценовые угли характеризуются также и повышенными аномальными содержаниями не только легких, но и некоторых средних (Sm, Gd, Dy) и тяжелых (Er, Yb, Y) лантаноидов.

Суммарные содержания РЗЭ + Y, и в том числе легких лантаноидов, в десять и более раз больше, чем суммы средних, и, особенно, тяжелых лантаноидов. Из средних лантаноидов наибольшие аномальные максимальные и средние повышенные содержания (г/т) характерны для Sm (45 и 16.48), Gd (42.8 и 16.0), Dy (28.8 и 12). Меньшие (максимальные и средние) содержания (г/т) характерны для Eu (11,7 и 4), Ho (5.67 и 2.3), Tb (5.49 и 2.2). Содержания тяжелых лантаноидов (Eu, Tm, Yb и Lu) в углях и углистых глинах чернореченской свиты изменяется от 4.9 до 31.2 г/т, составляя в среднем 13.7 г/т. При этом минимальные и близкие к ним содержания также характерны для более зольных углей и углистых глин.

Минимально требуемое промышленное содержание Σ РЗЭ + Y по оценке В.И. Вялова составляет 400 г/т. Из изученных 16 проб углей олигоценового возраста в 13 из них содержания Σ РЗЭ + Y изменяются в пределах 401.5–1618 г/т, т.е. угли чернореченской свиты, как и менее зольные и средnezольные угли нижнемиоценовой ушумунской свиты, можно положительно оценивать не только как энергетическое топливо, но и как сырье для попутного извлечения редкоземельных и других ценных элементов.

Литература

1. Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. Кемерово. 1999. 248 с.

2. Вялов В.И., Кузнецова Е.В. (ВСЕГЕИ), Нелюбов П.А. («Дальнедра»), Змиевский Ю.П. (ФГУП «Дальгеофизика»), Ключарев Д.С. (ИМГРЭ) Редкоземельно-угольные месторождения Приморья // Разведка и охрана недр. 2010. № 12. С. 53–56.
3. Вялов В.И., Мирхалевская Н.В., Чернышев А.А., Шишов Е.П., Гамов М.И., Наставкин А.В., Шарова Т.В., Ключарев Д.С. Металлоносность буроугольных месторождений Дальневосточного Федерального Округа // Основные направления геологоразведочных и научно-исследовательских работ на твердые горючие ископаемые в современных экономических условиях. XIII Всероссийское совещание. 22–25 апреля 2014 г. г. Ростов-на-Дону. 2014. С. 131–133.
4. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка / Ред. Л.И. Красный, А.С. Вольский, И.А. Васильев, Пен Юньбяо, Сюй Яньцян, Ван Ин. СПб – Благовещенск-Харбин: МПР РФ, МинГео и Минресурсов КНР. 1999. 135 с.
5. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
6. Крапивенцева В.В. Металлоносность углей Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 73–84.
7. Крапивенцева В.В., Наставкин А.В., Шарова Т.В. Металлоносность бурых углей Ушумунского месторождения (Еврейская Автономная Область) // Основные направления геологоразведочных и научно-исследовательских работ на твердые горючие ископаемые в современных экономических условиях. XIII Всероссийское совещание. 22–25 апреля 2014 г. г. Ростов-на-Дону. 2014. С. 173–176.
8. Середин В.В. Основные закономерности распределения редкоземельных элементов в углях // ДАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 239–243.
9. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. 6. Гл. 15. С. 453–518.
10. Сорокин А.П., Чантурия В.Н., Рождествина В.И., Кузьминых В.М., Жмодик С.М. Нетрадиционные типы благороднометалльного, редкометалльного и редкоземельного оруденения в угленосных бассейнах Дальнего Востока // ДАН. 2012. Т. 446. № 6. С. 672–676.
11. Сорокин А.П., Рождествина В.И., Кузьминых В.М., Жмодик С.М., Аношин Г.Н., Митькин В.Н. Закономерности формирования благородно- и редкоземельного оруденения в кайнозойских угленосных отложениях юга Дальнего Востока // Геология и геофизика. 2013. № 7. С. 876–896.
12. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
13. Чернышев А.А. Редкоземельные металлы в буроугольных месторождениях Дальнего Востока // Материалы III Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11–15 февраля 2013 г., Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ. С. 716–718.
14. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 538 с.

В.Е. Кузнецов¹, В.Г. Варнавский²

ВЕНД-РИФЕЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛДАНО-МАЙСКОГО ОСАДОЧНОГО
БАСЕЙНА И ЮРУБЧЕНО-ТОХОМСКОЙ ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ
(ЮГО-ВОСТОК И ЮГО-ЗАПАД СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА):
СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ, НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

¹АО Дальгеофизика, г. Хабаровск

²ФГБУН Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Введение

В работе дан сравнительный анализ геолого-структурной позиции, этапов эволюции нефтегазоносных венд-рифейских терригенно-карбонатных комплексов Преденсейского прогиба и Байкитской антеклизы юго-западной окраины Северо-Азиатского кратона [5] (рис. 1, п. 2) и рифей-венд-кембрийских терригенно-карбонатных образований Алдано-Майского осадочного бассейна (АМОБ) юго-восточной окраины кратона [2] (рис. 1, п. 7).

В пределах Байкитской антеклизы открыта Юрубчено-Тохомская зона нефтегазоаккумуляции, обладающая гигантскими ресурсами нефти и газа. АМОБ оценивается авторами перспективным на открытие месторождений нефти и газа.

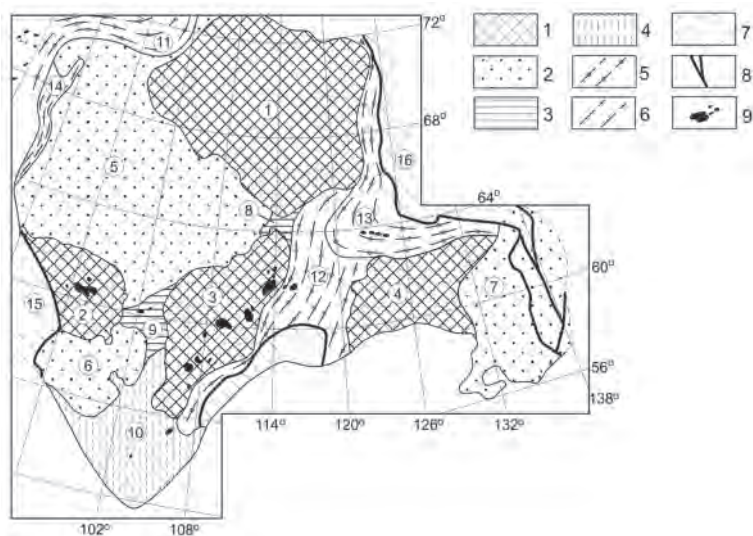


Рис. 1. Районирование Сибирской платформы по В.В.Гребенюку и др., 2001, упрощенное с дополнениями авторов. Местоположение объектов исследования.

1. Антеклизы: Анабарская – 1; Байкитская – 2; Непско-Ботуобинская – 3; Алданская – 4; 2. Синеклизы: Курийская – 5; Присяяно-Енисейская – 6; Алдано-Майская – 7; 3. Седловины: Сюгджерская – 8; Катангская – 9; 4. Ангаро-Ленская ступень; 5. Прогибы: Енисейско-Хатангский – 11; Предпатомский – 12; Предверхооянский – 13; 6. Курейско-Бакланихинский и Хантайско-Рыбнинский мегавалы – 14; 7. Складчато-надвиговые структуры обрамления платформы: Енисейский кряж – 15; Верхояно-Кольмская эпикратонная система – 16; 8. Разломы взбросо-надвиговой кинематики; 9. Месторождения углеводородов (нефти, газа, конденсата).

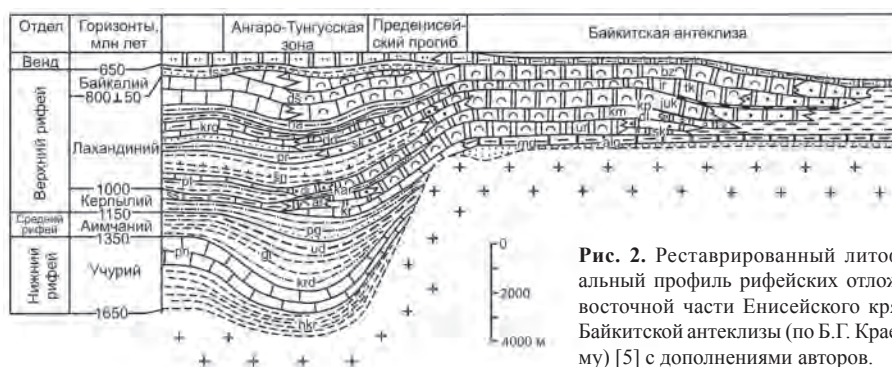


Рис. 2. Реставрированный литофациальный профиль рифейских отложений восточной части Енисейского края и Байкинской антеклизы (по Б.Г. Краевскому) [5] с дополнениями авторов.

Юго-Западная окраина Северо-Азиатского кратона

В осадочных бассейнах обрамления на континентальном склоне, в пределах шельфа кратона в течение 1.0 млрд лет (рис. 2) накапливались многокилометровые толщи рифейских осадков с богатой органикой [5]. В гренвильскую (1150±50 млн. лет), и особенно в байкальскую (800±50 млн. лет) эпохи эрогенеза в тектонически активных зонах обрамления кратона (Ангаро-Тунгусская зона, Енисейский кряж) эти комплексы претерпели складчатость, покровообразование, метаморфизм, гранитизацию и, как следствие этих процессов – сильные катагенетические изменения нефтематеринских пород. Они были превращены в черносланцевые толщи, насыщенные органикой.

В окраинной части Северо-Азиатского кратона, в переходной зоне (Преденейский прогиб, Байкинская антеклиза), рифейские отложения катагенетическим преобразованием подверглись в меньшей степени. Они сохранили свой генерационный потенциал, позволивший в последующие этапы геологической истории сформироваться нефтегазовым залежам в рифейских и вендских отложениях [5]. В регионе было пробурено около 5 скважин глубиной до 4000 и более метров.

Юго-Восточная окраина Северо-Азиатского кратона

В Алдано-Майском осадочном бассейне (рис. 1, п.7) последовательность серий рифейского осадочного комплекса (рис. 3) совпадает с последовательностью горизонтов рифейских отложений восточной части Енисейского кряжа и Байкинской антеклизы (рис. 2): учурый – учурская серия; аимчаний – аимчанская серия; керпылий – керпыльская серия; лахандиний – лахандинская серия; байкалий – уйская серия. Датировки аналогичные. Практически аналогична и геодинамическая, седиментогенная ситуации. Гренвильскому орогенезу на западе соответствует аимчанская инверсия, магматизм; байкальскому орогенезу – предвендская инверсия, магматизм.

На территории АМОБ пробурено 5 нефтепоисковых скважин.

Заключение

По меркам необходимых специализированных нефтепоисковых и разведочных работ территория АМОБ практически не изучена.

Необходимо, прежде всего, всемерное развитие геолого-геофизических работ и по их результатам бурение скважин.

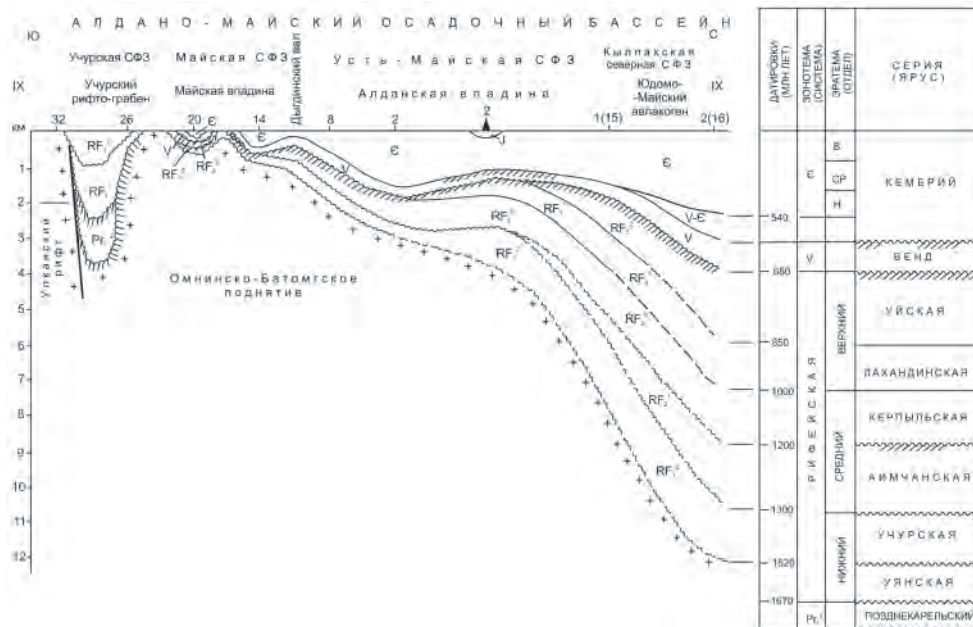


Рис. 3. Схема палеоизомощности рифей–венд–кембрийских осадочных образований чехла Алдано-Майского осадочного бассейна по [2, 3].

Литература

1. Варнавский В.Г., Кузнецов В.Е. Область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 31, № 5. С. 67–79.
2. Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 82–102.
3. Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): палеоструктура чехла, нефтегазоносность // Тихоокеан. геология. В печати.
4. Гребенюк В.В., Гришин М.П., Дёмин В.И. и др. Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы масштаба 1:2 500 000 (редактор В.С. Старосельцев). СНИИГиМС, 2001.
5. Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский В.Г., Ларичев А.И. Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 154–165.

А.И. Малиновский

ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАЙНОЗОЯ ЮГА ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРОГИБА: СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивостока

Кайнозойские отложения Западного Сахалина (рис.) служили объектом многих исследований, проводимых преимущественно в связи с геологосъемочными, биостратиграфическими и поисковыми работами на горючие полезные ископаемые. Однако вещественный состав и обстановки их формирования изучены недостаточно.

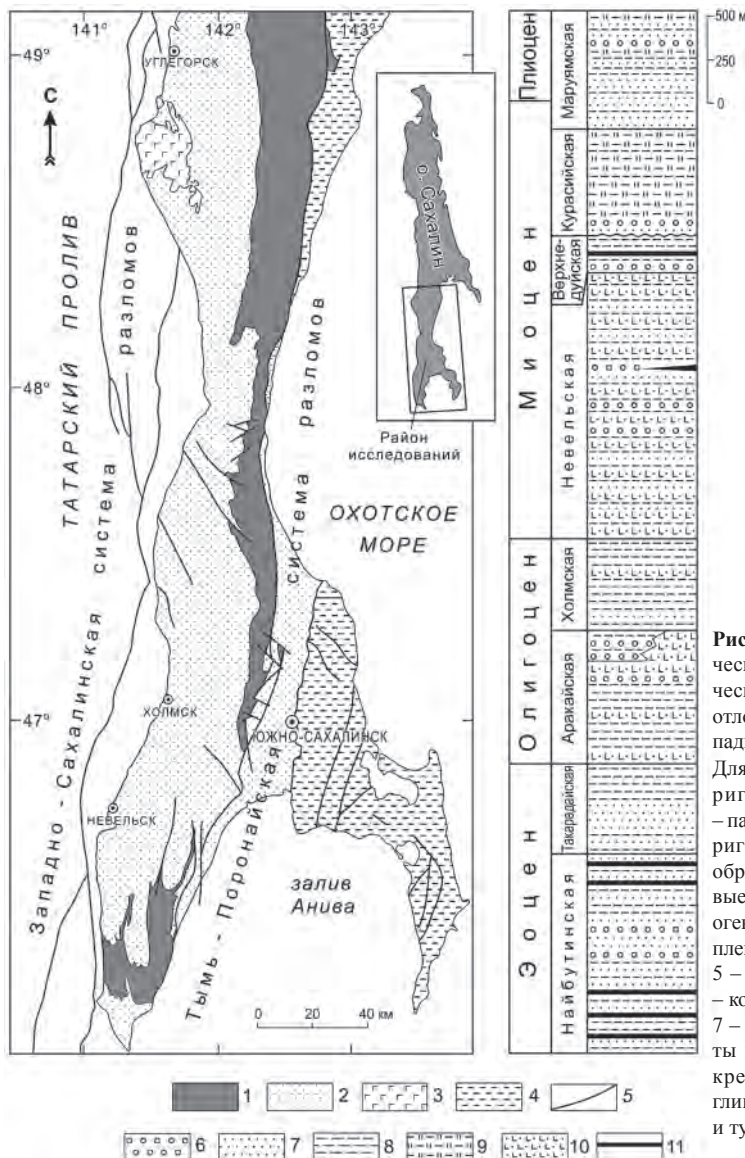


Рис. Схематическая геологическая карта и стратиграфическая колонка кайнозойских отложений южной части Западно-Сахалинского прогиба. Для карты: 1 – меловые терригенные образования; 2 – палеоцен-плиоценовые терригенные и вулканогенные образования; 3 – плиоценовые базальты; 4 – мел-палеоценовые аккреционные комплексы Восточного Сахалина; 5 – разломы. Для колонок: 6 – конгломераты и гравелиты; 7 – песчаники; 8 – алевролиты и аргиллиты; 9 – опоки, кремнистые и кремнистоглинистые породы; 10 – туфы и туффиты; 11 – угли.

Объектами исследования были кайнозойские терригенные отложения южной части Западно-Сахалинского прогиба. Здесь обнажены в разной степени дислоцированные и хорошо датированные отложения палеоцена–плиоцена общей мощностью свыше 12000 м. Они представлены преимущественно терригенными породами: алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, углями. Вместе с тем, на осадконакопление заметное влияние оказывали синхронные вулканические процессы, выразившиеся в накоплении горизонтов туфов, туффитов, а также в присутствии в терригенных породах примеси пирокластического материала. Отложения накапливались как в прибрежно-морских, так и в континентальных обстановках, о чем свидетельствуют текстурно-структурные особенности пород, присутствие в разрезе значительного количества грубообломочных образований, остатков мелководной фауны, обильного растительного детрита, а также, на отдельных горизонтах, пластов угля.

Для детальных исследований вещественного состава были выбраны песчаники, несущие наибольшую информацию о типе и составе питающих провинций, а также о геодинамических обстановках областей седиментации. По породообразующим компонентам песчаники кайнозоя Западно-Сахалинского прогиба относятся к полимиктовым, а по классификации В.Д. Шутова [2] являются кварц-полевошпатовыми и полевошпатово-кварцевыми граувакками. Среди обломков преобладают кварц (до 36 %), кислые плагиоклазы (до 56 %), обломки кремнистых, эффузивных и терригенных пород (до 30–35 %), более редки кислые магматические породы, кварциты и слюдястые сланцы. Можно предположить, что область питания была сложена древними кислыми интрузивными, терригенными и метаморфическими породами, при этом на седиментацию заметное влияние оказывали вулканические процессы. Палеогеодинамическая интерпретация состава породообразующих компонентов, осуществленная с использованием диаграмм В. Диккинсона, К. Сучека и Дж. Мейнарда [4, 5], свидетельствует, что область питания для изученных песчаников совмещала в себе сиалическую сушу и зрелую глубоко эродированную окраинно-континентальную магматическую дугу, в которой эрозия достигла полнокристаллических батолитов, подстилающих вулканы. Геотектонические обстановки самих бассейнов седиментации могут быть отнесены к бассейнам активных континентальных окраин, осложненным сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, и, частично – бассейнам, связанным с окраинно-континентальными магматическими дугами.

Тяжелые минералы песчаников Западно-Сахалинского прогиба разделяются на две примерно равнозначные минералогические ассоциации. В фемическую (в отдельных пробах до 80 % всех минералов), входят типичные представители вулканокластики (орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит, ильменит, лейкоксен), а в сиалическую (в отдельных пробах до 88 %) – минералы, характерные для гранитно-метаморфических пород (циркон, гранат, турмалин, эпидот, апатит, сфен, рутил). Главным среди этих минералов является циркон: в отдельных пробах его содержание поднимается до 70 %. Анализ соотношения ассоциаций тяжелых минералов песчаников на диаграмме В.П. Нечаева [6] показывает, что накопление кайнозойских отложений Западно-Сахалинского прогиба происходило в бассейне, связанном с обстановкой трансформного скольжения литосферных плит, при этом существовали два контрастных источника кластики: фемическая ассоциация формировалась за счет размыва вулканических энсиалической (окраинно-континентальной) магматической дуги, а сиалическая – гранитно-метаморфических пород фундамента этой дуги и (или) зрелой континентальной окраины.

Микрохимические особенности некоторых тяжелых минералов позволяют определить геологическую природу питающих провинций и состав слагающих их пород. Большинство клинопироксенов по составу соответствуют базальтам островных вулканических дуг и, частично, базальтам океанического дна [7]. Хромиты по содержанию титана разделяются на два типа: низкотитанистые ($TiO_2 < 1\%$), источником которых могли быть магматические породы офиолитов, и высокотитанистые ($TiO_2 > 1.5\%$), происходившие, вероятно, из щелочных внутриплитных базальтов. Гранаты по составу соответствуют, в основном, гранатам из пород низких степеней метаморфизма, а также из кислых изверженных пород [8].

По химическому составу Западно-Сахалинские песчаники довольно однородны, наблюдаются лишь незначительные колебания содержания в отдельных пробах некоторых оксидов. По своим геохимическим параметрам песчаники относятся к типичным грауваккам [1] и характеризуются: 1) невысоким уровнем зрелости, свидетельствующей об их образовании за счет преимущественно механического разрушения материнских пород при подчиненной роли химического выветривания; 2) относительно невысокой фемичностью, промежуточной между граувакками и аркозами; 3) довольно высокой титанистостью и относительно низкой нормативной щелочностью, свидетельствующих о заметной роли в их составе примеси основной и средней вулканокластике, но также и о присутствии слюд и полевых шпатов, в том числе калиевых. Глинисто-алевритовые породы по химии в целом близки песчаникам, отличаясь повышенным содержанием кремнекислоты, а вот содержания других оксидов в них в целом ниже. Кроме того, в них ниже значения гидролизатного, фемического и модуля нормативной щелочности, но выше титанового. Палеотектоническая интерпретация химического состава песчаников Западно-Сахалинского прогиба свидетельствует об их формировании либо в бассейнах, сопряженных с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре, либо в бассейнах активных континентальных окраин, в том числе осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам [3, 5]. Интерпретация химического состава глинисто-алевритовых пород в целом не противоречит сделанной по составу песчаников.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что в кайнозойское время отложения накапливались как в прибрежно-морских, так и в континентальных обстановках. Область питания, поставлявшая обломочный материал в седиментационные бассейны прогиба в палеоцене – плиоцене, вероятно, сочетала в себе сиалическую сушу, сложенную древними гранитно-метаморфическими и осадочными породами, и окраинно-континентальную магматическую дугу, уже аккретированную к краю континента. Кроме того, на седиментацию постоянно оказывали влияние синхронные вулканические процессы. Реконструируемые по вещественному составу обстановки осадконакопления соответствуют обстановкам бассейнов активных континентальных окраин (наиболее вероятно бассейнов, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00857-а и проекта ДВО РАН № 15-I-2-001 о.

Литература

1. Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
2. Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
3. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
4. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // The American Association of Petroleum

-
- Geologists Bulletin. 1979. V. 63, N 12. P. 2164–2182.
5. 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*. London, Edinburgh, Melbourne: Oxford. 1982. P. 551–561.
 6. Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // *Marine Geology*. 1991. V. 97. P. 167–190.
 7. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1977. N 63. P. 149–160.
 8. Teraoka Y. Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 2003. V. 54, N 5–6. P. 171–192.

С.А. Медведева

ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ ДАННЫХ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

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

При реконструкциях палеотектонических, палеогеографических, палеогеодинамических условий формирования осадочных бассейнов применяют различные методы, в том числе методы, базирующие на составе пород. Состав терригенных осадочных пород отражает сложное взаимодействие различных переменных: петрофонд (состав пород области сноса), климат и рельеф питающей провинции, от которых зависят степень выветривания (физического или химического), дальность переноса материала, удаление бассейна осадконакопления от суши и рельеф его дна, высокий или низкий уровень моря, близкая или далекая вулканическая деятельность, диагенез. Значительную роль играет тектоническое положение областей сноса и бассейнов, в которых происходит отложение сносимого материала.

Известно, что любой метод, использующийся для тех или иных реконструкций, имеет разные возможности и определенные ограничения, что отмечали в своих публикациях В.Д. Шутов, А.В. Маслов, А.К. Худолей, Н.Н. Верзилин, М.И. Тучкова, Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис, В.А. Шатров, Г.А. Мизенс и другие исследователи.

Наиболее информативными для определения минералого-петрографического состава являются псефито-псаммитовые породы. Методика литохимических исследований предусматривает применение литохимических модулей (отношений порообразующих оксидов). Модули вычисляются непосредственно по данным силикатного или рентгенофлуоресцентного анализов породы в массовых процентах, но иногда по молекулярным количествам оксидов. При реконструкциях на основе данных о содержаниях малых элементов также широко применяют отношения элементов и/или нормированные содержания.

В сообщении будут рассмотрены примеры применения некоторых перечисленных данных о веществе пород. Автор не преследует цели осветить все возникающие при этом проблемы.

Вещественный состав терригенных пород и состав пород источников сноса

1. Минералого-петрографический состав конгломератов и песчаников

Состав пород источников сноса восстанавливают по минералого-петрографическому составу обломочных пород. Примером могут служить конгломераты и песчаники лангарийской свиты в бассейне нижнего течения р.Лангары (Бирский прогиб). По данным А.А. Шульжика, в основании нижней подсвиты конгломераты залегают на дресве магматических пород и содержат валуны и гальки гранодиоритов, кварцевых диоритов, гранитов (Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ м-ба 1:50000..., 1973, фондовые материалы). Песчаники этого стратона, в основном крупно- и среднезернистые, типично аркозовые. Они состоят из кварца 30–40 %, кислого плагиоклаза 25–30%, калиевого полевого шпата, чаще микроклина, 30 %, биотита и мусковита от 1 до 8%. Отметим отсутствие в составе кластики обломков пород. Нет сомнения, что материнскими породами были гранитоиды.

Восточнее, на правом берегу р.Амур (басс. р.Сита, район пос.Вятское, оз.Петропавловского), зафиксирован иной состав нижнемеловых валанжинских пород Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны (СФЗ). Конгломераты сложены хорошо окатанными гальками сферической формы. Содержание галек составляет в среднем (в %): вулканические и плутонические породы – 36, кремневые породы и кварциты – 33, осадочные и метаморфические породы – 31 [11]. Преобладающий петрографический тип песчаников – полевошпатовые граувакки. В составе терригенного материала содержатся в среднем (в %): кварц 18, полевые шпаты 47, обломки пород 35. Очевидно, что область сноса была более разнообразна по составу пород.

Выше по разрезу в апт-альбских конгломератах и гравелитах состав галек: кремнистые сланцы, глинистые сланцы, алевролиты, эффузивы, гранодиорит-порфиры, лейкократовые граниты, гранит-порфиры (данные Л.А. Брюхова, 1962). Среди обломков пород в песчаниках (в %): вулканические и плутонические породы – 22–68, осадочные и метаморфические – 4–57, кварциты и кремневые породы – 0–34 (альб, скв. 1-В, басс. р.Сита) [11]. Следовательно, размываемые области по составу пород отличаются от вышеописанных областей.

2. Литогеохимический состав песчаников и алеволито-глинистых пород

Состав пород источников сноса восстанавливают и по литогеохимическим данным. По валовому химическому составу терригенные породы Буреинского бассейна сопоставимы в целом с более древними магматическими породами кислого и умеренно-кислого состава Буреинского массива [2, 10]. Источниками материала служили сиалический палеоконтинент и деятельность вулканов.

Литохимический состав позднеюрско-раннемеловых терригенных пород Западно-Сихотэ-Алиня в целом также коррелируется с составом кислых и умеренно-кислых изверженных пород. Однако, учитывая минеральный состав обломков в апт-альбских породах, описанный выше, очевидно, что значительную «кислую» составляющую обеспечивали обломки кремней аккреционных призм, а также обломки терригенных и метаморфических пород.

При отсутствии минералого-петрографических характеристик пород, вместе с литохимическими данными (или иногда отдельно), используют данные о содержаниях редкоземельных (РЗЭ) и малых элементов. Различные параметры (сумма РЗЭ, ЛРЗЭ/ТРЗЭ, La_N/Sm_N , La_N/Yb_N) позднеюрско-раннемеловых песчаников Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны фиксируют преобладание в областях размыва материала кислого состава, но в апт-альбских песчаниках они ниже, чем в позднеюрско-валанжинских [8]. Видимо, в апт-альбе увеличилось поступление в бассейн седиментации основных магматитов и кремней аккреционных призм, обусловивших снижение вышеперечисленных параметров. Увеличение доли кластики основного состава подтверждается увеличением содержания элементов основной специализации (г/т): ванадия (46 и 53), хрома (35 и 40), кобальта (4,8 и 5,9), никеля (18 и 24), меди. Даны максимальные содержания в песчаниках каждого возрастного периода. Учитывая вышеприведенные данные о петрографическом составе песчаников, можно предполагать, что, в целом, источниками сноса для апт-альбских пород Западно-Сихотэ-Алиньской СФЗ служили сиалический палеоконтинент и аккреционные призмы. Часть материала поступала при вулканических извержениях.

Наиболее надежны не противоречащие друг другу и геологическому строению района реконструкции на базе всех перечисленных данных. Очевидно, что ознаменование

с геологией района – обязательное условие для любых тематических исследований.

**Литохимический калиевый модуль (КМ) и миграция углеводородов
(опыт неудачного применения КМ)**

Ранее нами была предпринята попытка определить возможные способы миграции углеводородов из нефтематеринских толщ и их преобладающий тип с помощью калиевого модуля $KM = K_2O/Al_2O_3$ для отложений Буреинского бассейна (ББ) [9]. Мотивацией для этого послужило краткое упоминание о применении КМ нефтяниками: «Этот модуль используется геологами-нефтяниками при прогнозировании нефтегазоносных толщ. Поскольку глинистые породы генерируют микроневфть и газ, которые в дальнейшем отжимаются и локализуются в других породах, то в зависимости от минерального состава можно предполагать обнаружение вверх по разрезу либо нефти, либо газа. Считается, что в процессе диа- и катагенеза породы хлоритового состава (неразбухающие глины) выделяют газ, а с гидрослюдистыми (монтмориллонит, каолинит, вермикулит, смектиты и др.) (разбухающие глины) связывают нефтяные месторождения и проявления» [6, стр. 107, со ссылкой на 3].

Этот модуль мог бы оперативно применяться для предварительной оценки в качестве эффективного «легкого» и недорогого приема.

Процесс «выделения» газа либо нефти подробно описан в [1]. Считают, что при процессах миграции микроневфти из нефтематеринских пород большое значение имеют транспортирующие свойства глинистых минералов осадочных толщ [3]. Микроневфть может выноситься вместе с водой при отжиме последней во время различных стадий дегидратации: в первичную стадию отжимается несвязанная, седиментационная влага из порового пространства. Во вторую стадию связанная межслоевая вода переходит в свободную. Это происходит при превращении разбухающих глинистых минералов (смектиты, галлуазит, бейделлит) в неразбухающие (иллит, каолинит, слюды) [1, 3]. По мнению Ю.К. Бурлина с соавторами, «каолинитовые, иллитовые и хлоритовые глины не способны к набуханию и низкотемпературная вода в них представлена в основном поровой, которая удаляется еще в диагенезе, и не может на стадии катагенеза обеспечить достаточно мощный исход флюидов, способный вынести из породы генерированные ею углеводороды. Может быть, именно поэтому некоторые высокобитуминозные толщи глинистого состава сохранили значительную часть микроневфти как бы в запечатанной форме» [3, стр. 139]. «... в катагенезе... одни из глин (разбухающие) с наибольшей вероятностью участвуют в процессе нефтеобразования, другие (неразбухающие) обеспечивают газообразование в осадочной толще» [3, стр. 140].

Интерпретация значений КМ по [12] показала наличие в юрских терригенных породах Буреинского бассейна хлорита и иллита, то есть неразбухающих минералов [9]. По данным [5, 7] иногда отмечались смектиты, вероятно наличие смешанно-слойных минералов (те и другие обладают разбухающими свойствами). Было сделано предположение, что юрские осадочные толщи могли продуцировать, в основном, газ. Для верхнеюрско-нижнемеловых отложений Кындальского грабена ББ характерны каолинит-монтмориллонитовая ассоциация глинистых минералов, смешанно-слойные монтмориллонит-гидрослюдистые ассоциации в различных соотношениях [5, 7]. Прослой бентонитовых глин (измененные туфы) состоят из разбухающего А1 монтмориллонита (преобладает) с примесью каолинита и гидрослюды. При бурении скважин в Кындалском грабене в альб-сеноманской (нижний-верхний мел) кындальской свите

зафиксированы выбросы и проявления нефти, что может свидетельствовать в пользу участия разбухающих глинистых минералов в миграции микронепфти. В этой же свите есть месторождение газа.

Вместе с тем, корректность применения КМ для прогнозирования типа мигрирующих углеводородов вызывала существенные сомнения. Дело в том, что интерпретация КМ по [12] позволяет предполагать в породах наличие полевых шпатов, гидрослюды и хлорита. Хлорит является неразбухающим минералом. Гидрослюдистые минералы по А.А. Годовикову [4] могут быть разбухающими (тетракремниевые гидрослюды рода монтмориллонита, высококремниевые гидрослюды – бейделлит, нонтронит) и неразбухающими (обычные гидрослюды рода иллита). Поэтому, рассматривая значения КМ в предложенных интервалах, уверенно говорить о соотношениях неразбухающих и разбухающих глинистых минералов сложно. Следовательно, использование КМ не имеет смысла даже на начальном этапе прогноза.

Как и следовало ожидать, поиск публикаций о практическом применении КМ для упоминаемых прогнозов не увенчался успехом. В статьях, освещающих геохимию органического вещества или нефтегазовые бассейны, и в специализированных журналах (например, «Геология нефти и газа», «Разведка и охрана недр», 2014 г., электронные журналы «Нефтегазовое дело» 2001–2013 гг., «Нефтегазовая геология. Теория и практика», 2006–2014 гг.) ссылок на использование калиевого модуля нет.

Приведенные примеры показывают необходимость осторожного использования имеющихся данных и перепроверки результатов полученных реконструкций.

Литература

1. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2000. 384 с.
2. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
3. Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ. М.: Недра, 1991. 286 с.
4. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.
5. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Гостоптехиздат, 1949. 287 с.
6. Интерпретация геохимических данных. Под ред. Е.В.Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
7. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.
8. Медведева С.А. Редкоземельные элементы в позднемезозойских терригенных отложениях западного Сихотэ-Алиня (среднее Приамурье) // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 72–80.
9. Медведева С.А. Литохимическая характеристика мезозойских терригенных пород Буреинского осадочного бассейна // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения. Материалы Всерос. конф., 17–20 сентября 2013, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 535–538.
10. Медведева С.А. Новые данные о химическом составе юрско-нижнемеловых осадочных пород Буреинского бассейна (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 4. С. 65–82.
11. 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). / Г.Л. Кириллова, В.Г. Варнавский, Б.А. Натальин, Е.П. Развозжаева, Т.А. Рязанова, С.А. Медведева, В.В. Крапивенцева, Т.В. Климовская, В.А. Бормотов, Т.В. Меркулова, В.Б. Каплун, Ю.Ф. Манилов, П.Ю. Горнов, С.А. Алексеенко.
12. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Ленинград: Наука, Ленинградское отделение, 1981. 276 с.

А.И. Обжиров², Е.П. Развозжаева¹, Р.Б. Шакиров², И.Г. Югай¹

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ПО СНЕГУ
В КЫНДАЛСКОМ ГРАБЕНЕ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)**

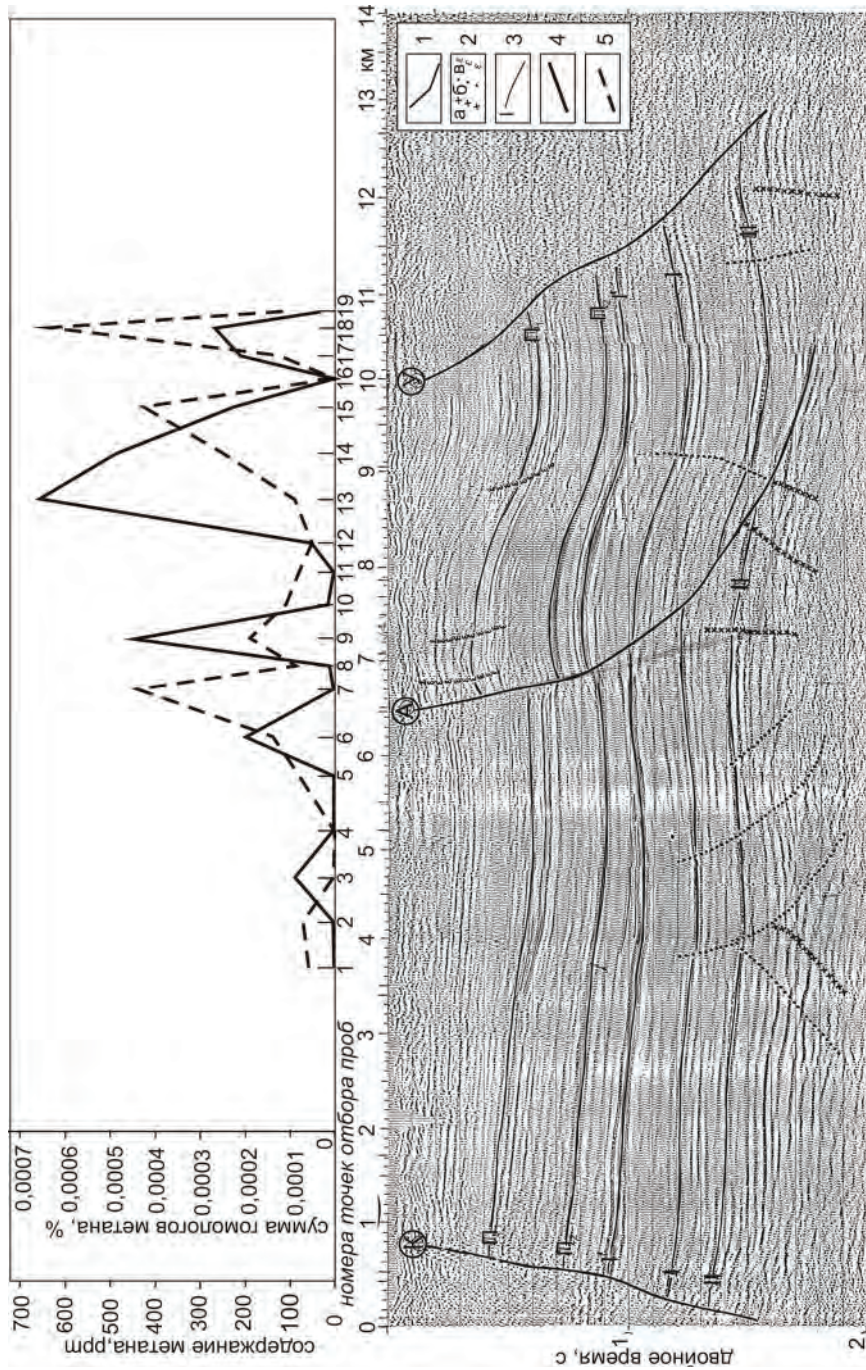
¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск

²ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В.И. Ильичева,
г. Владивосток

Кындальский грабен (КГ) – наиболее перспективная на углеводороды (УВ) структура Буреинского осадочного бассейна [1]. По результатам проведенных в КГ сейсморазведочных работ выделены локальные объекты, первоочередные на поиски УВ. Наибольшие перспективы открытия залежей УВ связываются с Адниканской и Дубликанской антиклинальными структурами. На Адниканской структуре была пробурена скважина 1А глубиной 3002 м, которая вскрыла несколько пластов, насыщенных газом, что привело к открытию в конце 80-х годов прошлого столетия небольшого газового месторождения. Еще ранее, в 70-е годы прошлого столетия была разбурена Ургальская структура (скважины 2П, 4П), в которой выявлены признаки газоносности. Также признаки нефте- и газоносности обнаружены в параметрической скважине 1ПР и структурно-параметрической скважине 1С, пробуренных на Восточном поднятии КГ. Дубликанская структура не была заверена бурением.

Газогеохимическая съемка по снегу хорошо зарекомендовала себя в Сибири [2]. Она все чаще применяется при комплексном исследовании малоизученных территорий как недорогой и эффективный прямой метод поисков. Метод основан на том, что в течение зимнего периода УВ газы сорбируются снегом. Извлечение из снега газа и его анализ позволяет выполнить прогноз объектов, перспективных на поиски нефти и газа, используя аномальные концентрации метана, тяжелых углеводородов и других газов как индикаторов наличия залежи УВ. Нами (совместные исследования лабораторий ТОИ и ИТиГ) ранее уже проводились подобные работы в Бирофельдском грабене Среднеамурского осадочного бассейна. В результате этих работ выявлена аномалия УВ газов, приуроченная к выделенной сейсморазведочными и электроразведочными работами антиклинальной структуре [3].

При проведении газогеохимической съемки по снегу в КГ была поставлена задача на первом этапе проанализировать газовое поле на Адниканской структуре, где уже известно месторождение газа, а затем исследовать другие локальные объекты, в первую очередь Дубликанскую структуру. Отбор проб был сделан вдоль двух профилей, секущих вышеназванные структуры в их центральной части. Пробы отбирались через 500 м со сгущением до 250 м и менее в зонах предполагаемых разломов. В период исследований, в середине марта 2016 года, снеговой покров составлял около 30-40 см. Снег отбирался из самого нижнего слоя в банки емкостью 0.5 л. Кроме этого, отбирался свободный газ из-под снега с помощью трубки. Трубка с перфорацией в нижней части втыкалась в снег, из нее откачивался воздух и через 3 минуты отбирался свободный газ, накопившийся под снегом за зиму. Этот метод разработан в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН при исследовании почвенных газов и впервые применен при снеговой съемке. Кроме этого, отбирались пробы воздуха и пробы воды из наледи и из реки Дубликан. После таяния снега в банке из нее отбирался газ и вода. Из воды газ извлекался равновесным методом Head Space, и свободные и извлеченные из воды газы анализировались на хроматографе ЛЮКС 5000.



Разломы: 1 - основные; К - Кындакский, У - Ургальский, А - Адниканский; 2 - второстепенные; а - юрского, б - юрско-мелового, в - мелового возраста; 3 - отражающие горизонты; П₁, П₂ - пласты песчаника с газом, П₁ - подошва кындакской свиты, П₂ - подошва йорекской свиты, П₃ - кровля ургальской свиты; 4 - метан; 5 - сумма гомологов метана.
 II - сейсмический и газохимический разрез вкостр простирания Адниканской газоносной структуры.

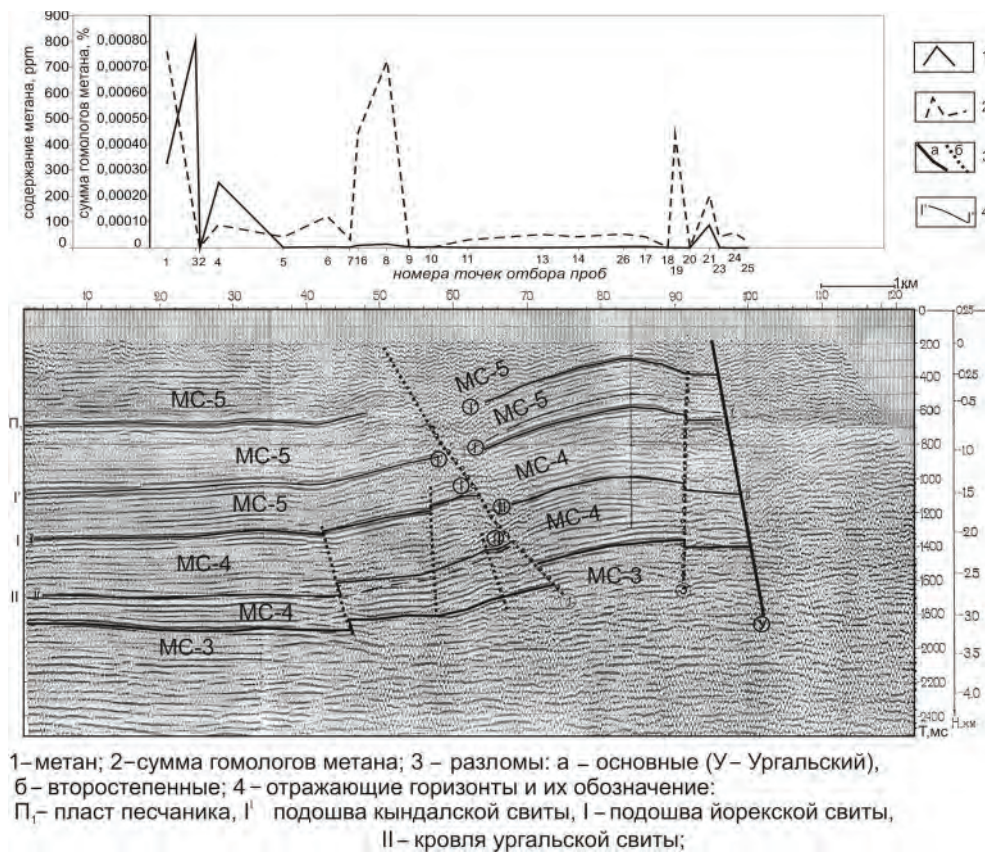


Рис.2. Газогеохимический разрез вкрест простирания Дубликанской антиклинальной структуры.

Адниканская структура представляет собой локальную принадвиговую складку северо-восточного простирания, ограниченную с северо-запада Адниканским надвигом, затухающим за пределами структуры (рис. 1). Ее размеры составляют 8×2.5 км, амплитуда – около 400 м. Скважина 1А вскрыла два газоносных пласта П₁ и П₂ в кындальской свите на глубинах (438–465) м и (993–1022) м дебитом 53.2 и 82–95 тыс. м³/сут соответственно. Дубликанская структура расположена на Восточном поднятии и ограничена со всех сторон разломами (рис. 2). С запада ее ограничением является надвиг, амплитуда смещения по которому составляет ~500 м. Суммарная амплитуда Дубликанской структуры – около 800 м.

Интерпретация полученных результатов анализа газа еще не закончена. Представлены графики содержания метана и его гомологов по обеим структурам (рис. 1, 2). Получена интересная и важная научная и практическая информация:

1. Наиболее информативным источником потока различных газов из недр к поверхности явились растворенные газы в воде, образованной в результате таяния снега. В банке, набитой снегом, после его таяния, объем воды составлял около 180 мл. В растворенном в воде газе в отдельных пробах концентрации метана достигали

150000–180000 нл/л (0.15–0.18 мл/л). Это очень высокие концентрации метана, которые превышают фоновые значения (около 150 нл/л) в 1000 и более раз. Часто в этих же пробах встречаются тяжелые УВ – этан, пропан, бутан, что характеризует наличие нефтегазосодержащих пород в недрах в этих районах.

2. Интересно, что в некоторых пунктах съемки аномальные концентрации метана и иногда тяжелых УВ встречены во всех трех проб газа: извлеченного из-под снега трубкой, в газе банки после таяния снега и в талой воде. Этот вопрос важен для разработки методики газо-снеговой съемки в дальнейших исследованиях.

3. Адниканская структура четко выделяется высокими концентрациями метана и его гомологов (рис.1). Проявлена приуроченность аномальных значений к зонам разломов. Таким образом, можно утверждать, что газогеохимическая съемка по снегу отражает присутствие залежи в недрах.

4. На Дубликанской структуре полученная картина не столь однозначная. Повышенными содержаниями УВ газов отмечаются зоны разломов, ограничивающие Дубликанскую структуру (рис.2). Кроме того, в пределах соседнего Центрального погружения также наблюдается аномалия, которая, по нашему мнению, также связана с разломом субширотного направления. Эти разломы постседиментационные и хорошо выражены в рельефе, но практически не отмечаются на сейсмических разрезах.

5. Интересно, что в воде наледи и реки содержатся высокие концентрации метана (до 23968 нл/л) и встречены тяжелые УВ. Это связано с поступлением УВ в воду рек и наледи из недр, их содержащих.

Таким образом, газогеохимическая съемка по снегу показала свою результативность. Важно отметить, что в заболоченных районах, какими являются изучаемые объекты, она может стать наиболее эффективным газогеохимическим методом поиска залежей УВ. После завершения интерпретации полученных данных предполагается скорректировать методику и продолжить изучение как исследованных, так и других структур КГ.

Литература

1. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
2. Возможности прямых геохимических методов поисков залежей углеводородов / Геофизические методы при разведке недр: монография / Под ред. Л.Я. Ерофеева, В.И. Исаева; Томский политехнический университет. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. С. 221–224.
3. Гресов А.И., Яцук А.В., Обжиров А.И., Развозжаева Е.П., Кириллова Г.Л. Газогеохимическая оценка перспектив нефтегазности Бирофельдского грабена Среднеамурского осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 54–68.

Е.П. Развозжаева

**СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АЛДАНО-МАЙСКОГО ПРОГИБА ПО
РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

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

Алдано-Майский прогиб (АМП) расположен на востоке Алданской антеклизы – крупной структуры Сибирской платформы. В последние годы на площади прогиба проведены региональные сейсморазведочные работы и пробурена глубокая скважина Усть-Майская (3715 м). Появился богатый материал для исследования структуры прогиба и отдельных его элементов, истории развития, литологии, стратиграфии, перспектив нефтегазоносности, в связи с этим район активно изучается [1, 2, 3, 5 и др.]. Географически северная и центральная части АМП находятся на территории Саха Якутии, а южная – в Хабаровском крае. Сейсморазведочные работы дали возможность проанализировать в целом структуру АМП и прилегающей к нему части Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), оценить глубины и взаимоотношения стратиграфических комплексов, составляющих осадочный чехол. В настоящей работе использованы материалы, полученные ОАО «Якутскгеофизика».

Для демонстрации структуры АМП приведены временные и глубинные разрезы, составленные из нескольких сейсмических профилей, пересекающие прогиб в продольном и поперечном направлениях (рис. 1, 2). Стратиграфическая привязка отражающих горизонтов осуществлена с учетом всех скважин, пробуренных в АМП, в том числе и недавно законченной Усть-Майской. Основой выделения сейсмостратиграфических комплексов (ССК) и соответствующих им осадочных комплексов явились структурные несогласия, фиксируемые на сейсмических разрезах. В осадочном чехле АМП выделяются следующие ССК: нижнерифейский, среднерифейский, верхнерифейский, вендский, кембрийский и юрский, увязанные как по скважинам, так и по выходам на поверхность. В основании АМП предполагается существование Усть-Майского рифта (УМР) нижнепротерозойского возраста [1, 4] (рис. 2А). В волновом поле нижнепротерозойские вулканогенно-терригенные образования УМР выражены фрагментарно (рис. 1А, 2Б, В).

Нижнерифейский ССК перекрывает сверху отложения нижнего протерозоя и, судя по приведенным разрезам, распространен не повсеместно, а только в районе УМР (рис. 1). Он вскрыт Мокуйской скважиной в интервале (1838–3090) м (рис.1В). Наибольшая мощность комплекса наблюдается в зоне сочленения УМР с ВСНП в районе Горностахской антиклинали (рис. 2). Мощность вскрытых в ядре Горностахской антиклинали нижнерифейских отложений составляет 3800 м [1]. На временных разрезах предполагается почти в два раза больше (рис. 2Б, В). Не исключено, что на этих временных разрезах мы наблюдаем двоянный разрез – дуплекс, как это описано в [4], и тогда интерпретация наблюдаемого разреза требует уточнения.

Среднерифейский сейсмостратиграфический комплекс с угловым несогласием залегает на нижнерифейском (рис.1А, 2Б, В). По геологическим данным размыв и несогласное залегание среднерифейских отложений на нижнерифейских наблюдается в районе Горностахской антиклинали [1, 4]. На приведенных разрезах фиксируется увеличение мощности среднего рифея в восточном направлении, особенно в южной части (рис. 1Б). Вероятно на рубеже нижнего и среднего рифея центр седиментации постепенно смещался от УМР на юго-восток.

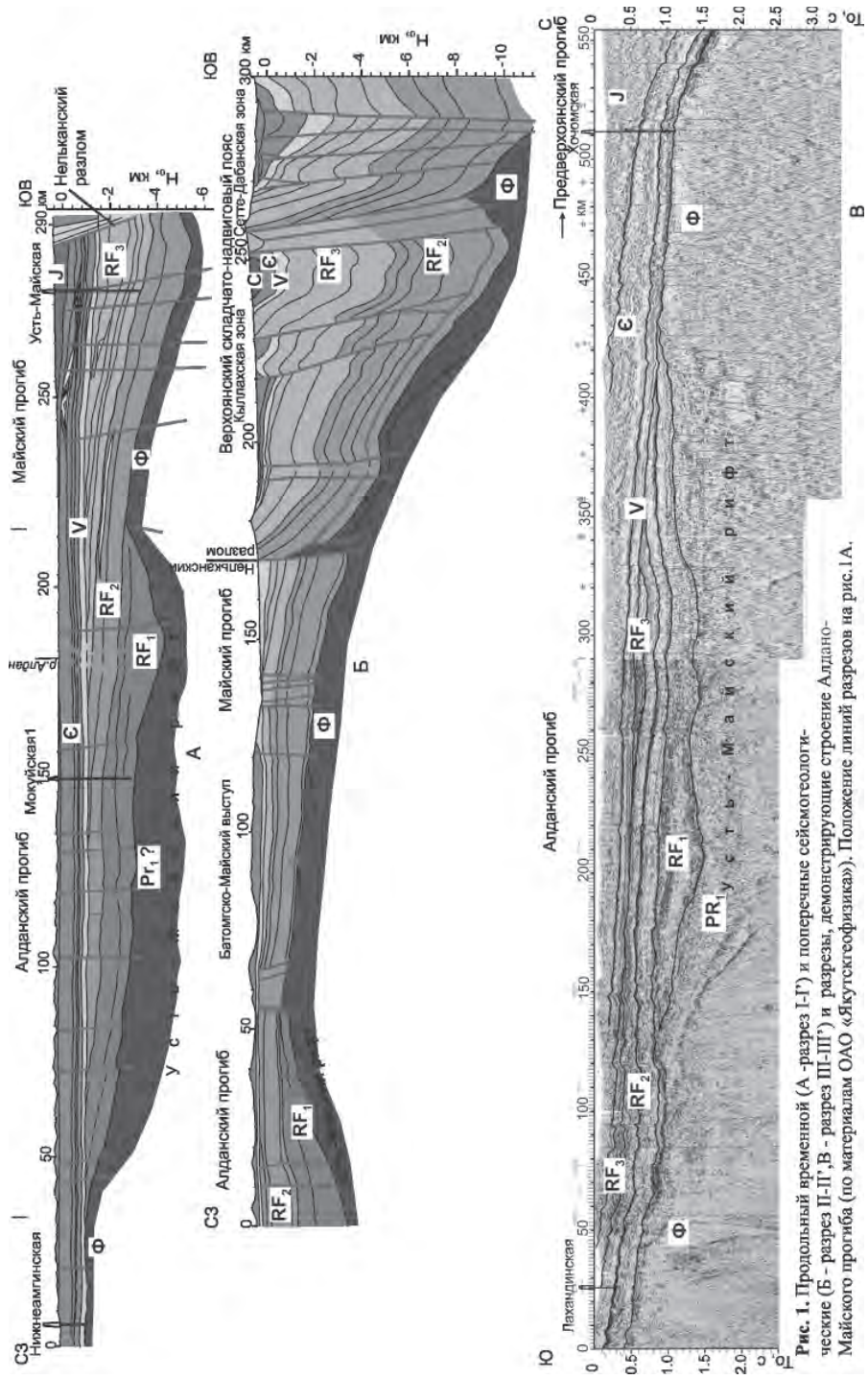


Рис. 1. Продольный временной (А - разрез I-I') и поперечные сейсмологические (Б - разрез II-II', В - разрез III-III') и разрезы, демонстрирующие строение Алданского прогиба (по материалам ОАО «Якутгеофизика»). Положение линий разрезов на рис. 1.А.

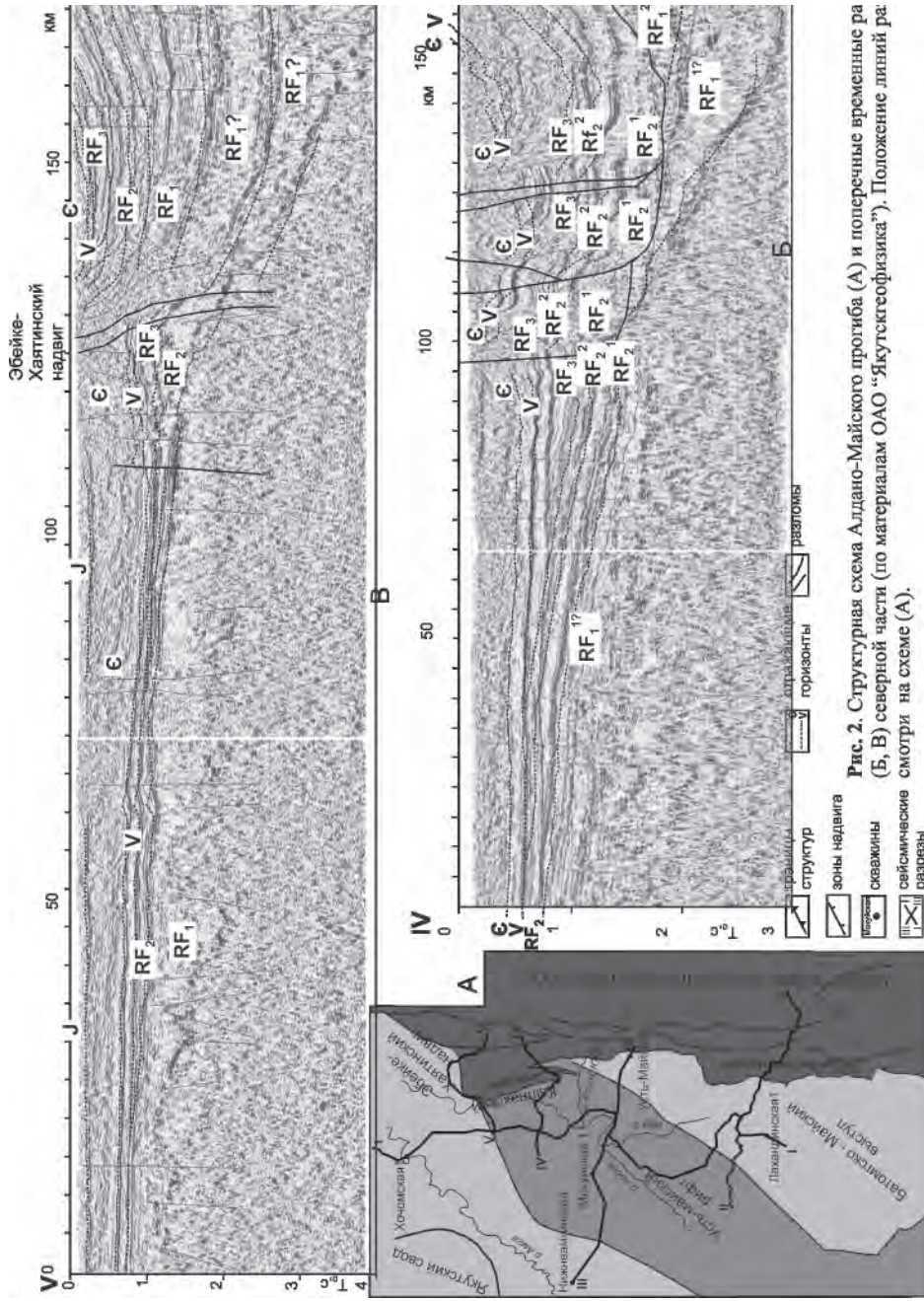


Рис. 2. Структурная схема Алдано-Майского прогиба (А) и поперечные временные ра (Б, В) северной части (по материалам ОАО "Якутскгеофизика"). Положение линий ра:

Верхнерифейский ССК без видимого углового несогласия, возможно с разрывом (рис.1А) залегает на среднерифейских отложениях. Для верхнерифейских отложений более явно проявлено увеличение мощности слоев в восточном направлении, связанное, вероятно, с усилением прогибания окраины континента (рис. 1, 2).

Наиболее явное угловое несогласие наблюдается вендского ССК с нижележащими образованиями. Вендский комплекс срезает все более древние образования рифея или залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте (рис. 1, 2). По геологическим данным его формированию предшествовала глубокая эрозия, пенеplanation рельефа и образование кор выветривания [1, 2, 4]. Вендские отложения выдержаны по мощности и в волновом поле уверенно распознаются, служа репером при привязки волновой картины (рис. 1, 2).

Кембрийский ССК в АМП эродирован на значительной площади, особенно в его южной части (рис. 1А, Б), поэтому оценить его мощность не всегда удается. На продольном разрезе наблюдается уменьшение мощности комплекса в северном направлении (рис.2В), в центральной части повышенная мощность фиксируется в западном направлении (рис. 1Б, 2Б).

Юрский ССК со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием залегает на кембрийских отложениях. Его мощность возрастает в пределах АМП в северном и в меньшей степени в восточном направлении, достигая максимальных значений в Предверхоянском прогибе (рис. 1А).

В результате анализа поперечных разрезов АМП можно сделать выводы, что в АМП выделяются два прогиба – Алданский, локализующийся над Усть-Майским рифтом, и Майский, являющийся слабо деформированной частью ВСНП. Осадочный чехол Алданского прогиба состоит преимущественно из ниже- и среднерифейских комплексов, а Майского – из средне- верхнерифейских отложений. Сверху оба прогиба перекрыты венд-кембрийскими, а в северной части и юрскими отложениями. Максимальная мощность осадочного чехла (до 12 км) наблюдается в прилегающих зонах ВСНП – Кыллахской и Сетте-Дабанской, минимальная (до 2 км) – на Батомгско-Майском поднятии (рис. 1, 2). Ярко проявляются на сейсмических разрезах зоны надвигов, сопровождающиеся в большинстве своем принадвиговыми складками.

Литература

- 1 Берзин А.Г., Оболкин А.П., Севостьянов С.Ю., Егошин А.А., Дьяконова В.А. Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 21–26.
- 2 Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 82–102.
- 3 Маргулис Л.С., Ковнир Б.Д., Сереженков С.В., Нафиков И.Ф. Строение юго-восточного перикратонного погружения Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика: <http://www.ngtp.ru>.
- 4 Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- 5 Шишкин Б.Б., Берилко Г.А., Соболев П.Н., Старосельцев В.С., Страхов А.Н. Строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Нефтегазовая геология. 2010. № 4. С. 26–40.

И.Ф. Савченко¹, Н.И. Белозеров², И.В. Гиренко¹

**БИОСФЕРНЫЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ УГЛЕВОДОРОДНОГО
ПОТЕНЦИАЛА РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ**

¹*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

²*Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск*

Установлена следующая геологическая и геодинамическая летопись Земли [1, 7]:
4.67–4.55 млрд лет назад – главная аккреция планетоземалей, гравитационный разогрев, образование магматического океана.

4.55–4.40 млрд лет назад – дегидратация пород в планетарном масштабе, образование Первичного океана и углекислотно-аммиачной атмосферы), охлаждение Земли в результате конвекции в магматическом океане.

4.40–3.8 млрд лет назад – общемантийная конвекция.

3.8–3.5 млрд лет назад – образование тоналит–тредемитовых гнейсов океанической коры. Первые древнейшие автотрофы, железистые кварциты, строматолитовые постройки, первые фрагменты коры континентального типа. Формирование азотно-кислородной атмосферы. Конвекция в виде тектоники малых плит.

На протяжении 1050 млн лет наличие гидросферы, NH_3 и CO_2 атмосферы, общемантийная конвекция не привели к формированию пород континентального типа с преобладанием в составе кремнекислоты. Породы мантии выполняли лишь роль теплоносителя. Окислительная роль воды при конвекции ничтожна.

Качественно новый этап эволюции связан с фотосинтезом, использованием хлорофиллом солнечной энергии, эмиссией в геосферы фотосинтетического кислорода и органических веществ (ОВ), извлечением для фотосинтеза H_2O и CO_2 из их резервуаров в глобальных количествах. Общепринято считать время возникновения фотосинтеза, а, следовательно, и биосферы 3.5 млрд лет назад [2].

Следствием окисления магматических пород мантии является формирование континентальной коры, имеющей плотность на 15 % ниже плотности океанической коры и астеносферы в связи с преобладанием в составе пород континентов кремнекислоты.

Плавающие над астеносферой фрагменты континентальной коры привели к смене полномантийной конвекции на тектонику литосферных плит, осуществлению субдукции под континенты, коллизии «плавающих» континентов, поглощению океанической коры с органоминеральными осадками [7].

Следствием субдукции с участием ОВ океанических осадков являются углеводороды (УВ) термического метаморфизма, их размещение в осадочном чехле и кристаллическом фундаменте. При скорости субдукции 30–50 мм/год [7], поглощение глубинной области мирового океана (268 млн км²) длится 110–120 млн лет, за фанерозой она могла совершить 5–9 ротаций. Это привело к конденсированию УВ в структурах континентальной коры.

Эксперименты и промышленная сухая перегонка твердых горючих ископаемых (ТГИ) показывают, что разложение ТГИ протекает в интервале температур от 400 до 1200°С с образованием обуглероженного остатка (95–99.5 % $\text{C}_{\text{орг}}$) и парогазовой фракции (монофлюида). Есть все основания аппроксимировать условия промышленной сухой перегонки ТГИ к термическому метаморфизму ОВ в глубоких недрах с интервалом температур 460–1200°С, которого ОВ океанических осадков достигает на трассе погружения

плиты. При угле вхождения океанской плиты под континент $16\text{--}25^\circ$ горизонтальное проложение трассы дефлюидизации и конденсации нефти и газа на коллизионно-субдукционной кровле составит $130\text{--}200$ км.

Если ширина океанического пролива перед «закрытием» была около 800 км, то степень концентрирования флюидов может быть $4\text{--}6$ кратной. В этом заключается механизм концентрации УВ в месторождениях, так как через фронт субдукции или коллизии с ограниченным по глубине интервалом температур метаморфизма проходит океанская кора обширных акваторий, содержащая ОВ в составе геологических осадков (рис. 1).

Степень концентрирования флюида в континентальной кровле равна отношению размеров поглощения океанической коры к величине интервала глубины начала T_1 и окончания T_2 метаморфизма на трассе погружения в зону Беньофа.

Перспективы региональной нефтегазоносности должны оцениваться на основе механизма глобальной конвекции. Основой прогноза нефтегазоносности геологической структуры является палеореконструкция [3]. Для восточной Азии одной из таких региональных структур является восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), которая включает Джугджуро-Становый и Селенгино-Становый супертеррейны (ДСС и ССС). Они разделены Желтулакской шовной зоной [4]. К системе ССС с юга примыкают Ольдойский терреин и система Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса, являющиеся северным обрамлением Амурского супертеррейна. До верхнего девона указанные структуры существовали обособленно, между ними имелись океанические проливы. Желтулакский миниокеан оформился между ДСС и ССС с развитием активных континентальных окраин (АКО) с рубежа 160 млн лет назад. Коллизия ДСС, ССС и Амурского супертеррейна завершилась закрытием миниокеана в раннем мелу. Формирование океанических осадков миниокеана до коллизии охва-

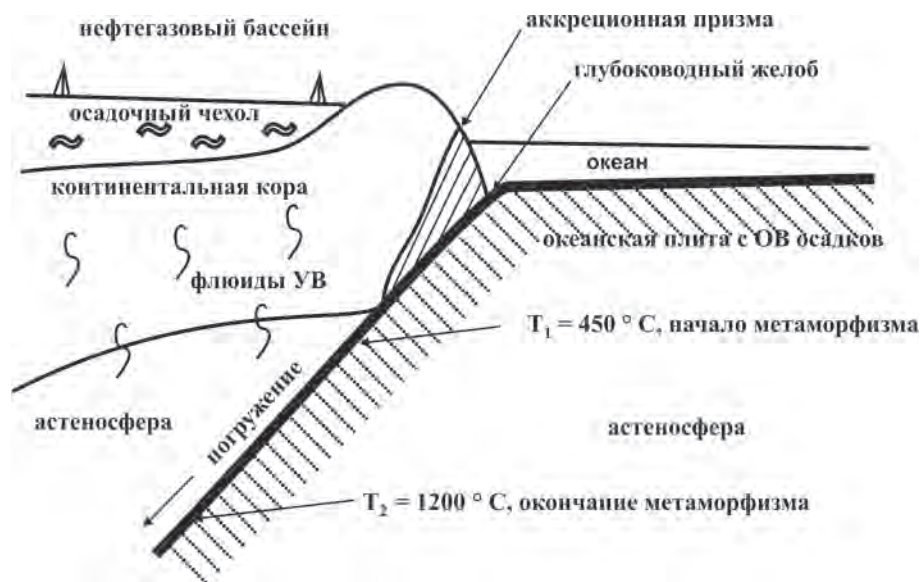


Рис. 1. Геолого-геофизическая схема концентрирования ресурсов УВ при формировании залежей в результате субдукции.

Рис. 2. Схема расположения прогнозной площади УВ на карте Приамурья.



тывает период поздний девон – ранний мел, закрытие миниокеана началось в поздней юре и закончилось в раннем мелу (продолжительность 26 млн лет). При скорости поглощения акватории 0.03 м/год [5], ширина миниокеана равнялась 780 км. Запасы ОВ океанических осадков перед коллизией были достаточны для образования залежей УВ с концентрацией запасов $(30-50) \times 10^6$ т/км². Термическая генерация нефти и газа из ОВ начинается при температуре 465 °С [6] и продолжается до 1200 °С, т.е. на глубинах подошвы континентальной коры. Из этого следует, что при угле поглощения плиты Джелтулакского миниокеана, равным 7°, выходы флюидов УВ термического разложения будут иметь горизонтальное проложение на поверхности субдукционно-коллизийной кровли 100–260 км от шовной зоны. На этом расстоянии от главного Южно-Турурингского разлома (Джелтулакского трога) в южном направлении следует планировать поиски УВ. Схема размещения прогнозируемых нефтегазоносных площадей показана на орографической карте Приамурья (рис. 2).

Заключение

При проектировании поисков на УВ кроме аккреционных призм сооружений Турурингра-Джагды следует максимально учитывать результаты геолого-геофизических работ, прямые и сопутствующие признаки нефтегазоносности, т.е. осуществлять предварительный системный анализ. Например, по признакам минимальной плотности пород коры приоритет по наличию УВ имеют территории, тяготеющие к г. Сковородино [8]. По признакам выхода свободного водорода нефтегазовых скоплений, способного вызвать суффозионные просадки на поверхности осадочного чехла с образованием озерных ванн, перспективен ареал с озерами Огорон и Очки в бассейне р. Орловки.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 761–784.
2. Заварзин Г.А. Становление биосферы // Вестник РАН. 2001. Т. 11, № 11. С. 988–1001.
3. Коровина Т.А., Чирков В.П., Кропотова Е.П., Шадрин С.В. Модель континентальной окраины как методологическая основа прогноза нефтегазоносности доюрского основания Западной Сибири: I Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти. М: ЦГЭ, 2012. С. 285–286.
4. Ларин А.М. Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. Тектоно-магматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрального-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010. С. 25–26.
5. Сорокин А.П., Серов И.А., Жижерин В.С. Современные движения блоковых структур восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Благовещенск: Изд-во «Зея», 2012. С. 26–28.
6. Труфанова С. Г., Мурогова Р. Н. Газогеохимические критерии глубинности процессов нефтегазообразования // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ; углеводороды и жизнь. М.: ГЕОС, 2010. С. 280–283.
7. Хаин В.Е. Взаимодействие атмосферы, биосферы и литосферы – важнейший процесс в развитии Земли // Вестник РАН. 2007. Т. 77, № 9. С. 794–797.
8. Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Гурович В.Г. Петрофизическая модель земной коры полосы профиля З-ДВ Сковородино – Томмот: тектонические следствия // Тектоника, глубинное строение и минерагения Восточной Азии. Хабаровск: Дальнаука, 2013. С. 587–590.

Ю.Н. Смирнова, Ю.В. Смирнов

**СОСТАВ И ВОЗРАСТ ПОРОД ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ ДЛЯ ТЕРРИГЕННЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ УСЛОВНО НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКОЙ СЛАНЦЕВО-
ПЕСЧАНИКОВОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-
ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА**

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В составе Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются многочисленные континентальные массивы и разделяющие их орогенные пояса. В пределах его восточной части среди позднепалеозойских поясов выделяются Солонкерский и Южно-Монгольско-Хинганский [1]. Последний протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и приграничные районы Приамурья, где «теряется», пережимаясь Аргунским и Буря-Цзямусинским супертеррейнами. В строении северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса установлены фаунистически не охарактеризованные вулканогенно-осадочные комплексы, условно относимые к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенные и терригенно-карбонатные отложения силура, девона и нижнего карбона [1, 5].

В статье приведены результаты минералого-геохимических и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований терригенных пород условно ниже-среднедевонской сланцево-песчаниковой толщи Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса, исследованной в междуречье рек Зея и Селемджа.

Сланцево-песчаниковая толща (мощность более 570 м) сложена преимущественно алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, редко туфами основного состава. Характерной особенностью пород является преимущественно зеленовато-серый цвет, тонкополосчатая, местами сланцеватая текстура и полевошпат-кварцевый состав. В береговых обнажениях р. Зея, где проводились исследования, свита не содержит фауны. Условный ниже-среднедевонский возраст рассматриваемых образований принят [2, 6] на основании корреляции их с подобными по составу фаунистически охарактеризованными ниже-среднедевонскими отложениями в бассейне р. Амур.

Отобранные нами образцы, представляющие условно ниже-среднедевонскую сланцево-песчаниковую толщу, по размеру обломочного материала соответствуют крупным алевролитам. Обломки полуокатанной и окатанной форм, среди которых доминируют кварц – 40–60 % и полевые шпаты – 20–40 %. В незначительном количестве установлены чешуйки слюд (мусковит и биотит) – 10–20 %. Цемент базального типа слюдяно-глинистого состава. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном и апатитом.

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [3] фигуративные точки состава алевролитов сланцево-песчаниковой толщи локализируются компактно в поле граувакк. На диаграмме А.А. Предовского [4], в основе которой лежат соотношения частной глиноземистости $A (\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}))$ и фемичности $F ((\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2)$, исследуемые образцы по составу отвечают малоглинистым песчаным породам грауваккового и субграуваккового состава.

Геохимические особенности осадочных пород позволяют реконструировать состав пород областей сноса, а также определить физико-химические и палеогеодинамические

обстановки их накопления. Наиболее эффективным методом выявления состава пород в источниках сноса является анализ распределения лантаноидов, так как они менее подвержены вариациям при постседиментационных процессах. В алевролитах сланцево-песчаниковой толщи отмечаются повышенные суммы редкоземельных элементов (145–247 мкг/г). Спектры распределения лантаноидов в изученных образцах умеренно дифференцированы ($[La/Yb]_n=7.49-14.16$) при четко проявленной отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.49-0.60$). Такие особенности лантаноидов, согласно [11], типичны для пород кислого и умеренно кислого состава.

Кроме того, для реконструкции состава пород питающих провинций использовались диаграммы, в основе которых лежат содержания и соотношения основных породообразующих компонентов и микроэлементов. Так на диаграммах $Na_2O-CaO-K_2O$ [13], $(CaO+MgO)-SiO_2/10-(Na_2O+K_2O)$ [11], $Hf-La/Th$ [15, 16], $La/Sc-Th/Co$ [14], $Nb/Y-Zr/TiO_2$ [19] фигуративные точки состава алевролитов сланцево-песчаниковой толщи тяготеют к полям магматических пород преимущественно кислого состава.

Для выявления степени зрелости материала в областях сноса использовались индекс интенсивности химического выветривания ($CIA=100*(Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O))$ [17]) и индекс выветривания Паркера ($WIP=100*((2*Na_2O/0.35)+(MgO/0.9)+(2*K_2O/0.25)+(CaO/0.7))$ [18]). В терригенных отложениях сланцево-песчаниковой толщи величины CIA и WIP варьируют в пределах 50–63 и 62–78, соответственно (рис.). Подобные значения указывают на присутствие в областях размыва пород со слабой степенью химического выветривания.

Определение возраста детритовых цирконов из осадочных отложений позволяет установить этапы проявления магматизма в рассматриваемом регионе, реконструировать питающие провинции и уточнить нижнюю возрастную границу накопления палеонтологически неохарактеризованных осадочных толщ. U-Pb-геохронологическое

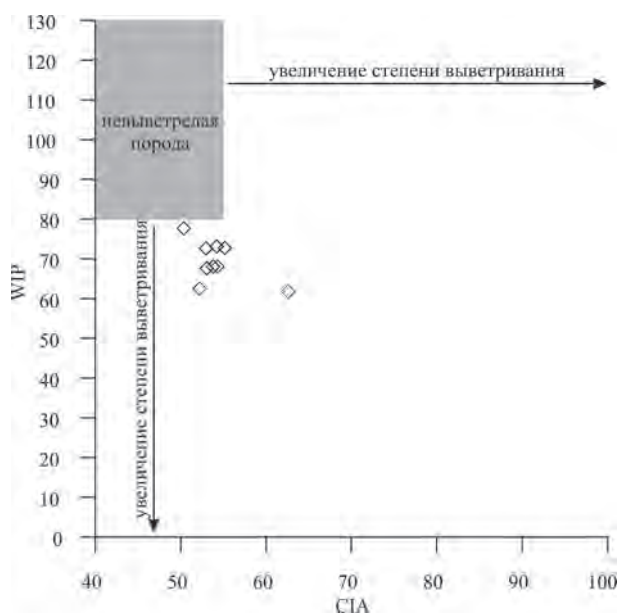


Рисунок. Диаграмма CIA – WIP [12] для терригенных отложений условно нижне-среднедевонской сланцево-песчаниковой толщи северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса.

датирование детритовых цирконов выполнено с использованием ICP масс-спектрометра ELEMENT 2, оснащенного системой лазерной абляции (LA) New Wave YAG 213 nm. Среди детритовых цирконов (99 зерен), выделенных из алевролита сланцево-песчаниковой толщи, выявлено 50 зерен с конкордантными значениями возраста. Большая часть цирконов (56 %, 463–531 млн лет) имеет среднеордовикский – кембрийский возраст. Нео-мезопротерозойский возраст (555–1200 млн лет) характерен для 40 % цирконов. В подчиненном количестве (4 %) установлены цирконы палеопротерозойского (~1.8 млрд лет) и неоархейского (~2.6 млрд лет) возраста. Возраст наиболее молодой популяции цирконов позволяет предполагать, что нижняя возрастная граница сланцево-песчаниковой толщи соответствует среднему ордовику.

Учитывая структурное положение терригенных отложений условно ниже-среднедевонской сланцево-песчаниковой толщи в составе Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса можно предположить, что основными источниками сноса являлись кембрийские риолиты (504 ± 8 млн лет [8]), ордовикские (473 ± 3 млн лет [9], 480 ± 4 млн лет, 471 ± 10 млн лет, 461 ± 5 млн лет [7]) и неопротерозойские (933 ± 8 млн лет [10]) гранитоиды, выявленные в пределах Буреинского и Малохинганского террейнов Бурея-Цзямусинского супертеррейна.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект 15-35-20062).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист М-52 (Благовещенск). Третье поколение. Дальневосточная серия / Под ред. А.С. Вольского. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2006.
3. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535с.
4. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
5. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: Дальгеология, 1994.
6. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-52 (Зея). Третье поколение. Дальневосточная серия / Под ред. А.С. Вольского. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2007.
7. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, геохронология, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 632–648.
8. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 3. С. 370–375.
9. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 3. С. 392–396.
10. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления неопротерозойского гранитоидного магматизма в пределах Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2014. С. 198–201.
11. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
12. Bahlburg H., Dobrzinski N. A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations: Geological Society London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 81–92.

13. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *Journal of Geology*. 1983. V. 91. N 6. P. 611–627.
14. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chemical Geology*. 2002. V. 191. P. 305–327.
15. Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. P. 4615–4631.
16. Nath B.N., Kundendorf H., Pluger W.L. Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the finegrained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India // *Journal of Sedimentary Research*. 2000. V. 70, N 5. P. 1081–1094.
17. Nessbit H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
18. Parker A. An index of weathering for silicate rocks // *Geological Magazine*. 1970. V. 107. P. 501–504.
19. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chemical Geology*. 1977. V. 20. P. 325–343.

А.П. Сорокин^{1,2}, Т.В.Артеменко¹

**СТРУКТУРНЫЕ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРЮЧИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА**

¹ *Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

² *Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск*

Зейско-Буреинский бассейн (ОБ) – обладает огромным ресурсным потенциалом, среди которого особое место занимают горючие полезные ископаемые. Наряду с бурыми и каменными углями с разведанными запасами и прогнозами, превышающими ресурсы остальных административных территорий Дальнего Востока, этот регион весьма перспективно оценивается на обнаружение месторождений нефти и газа.

Рассматриваемый бассейн – сложно построенная дезинтегрированная структура, ограниченная с севера Янкано-Тукурингро-Джагдинским, с востока Туранским, а с запада и юга соответственно – Больше- и Малохинганским горными сооружениями. Основные элементы его представлены Нижнезейским и Амуру-Зейским бассейнами, разделенными Амуру-Мамыньским поднятием. Основу их составляют Приамурская, Зейско-Селемджинская, Екатеринославская и Архаринская депрессионные зоны, чередующиеся с положительными структурами – Благовещенским, Завитинско-Майкурским и Притуранским поднятиями. Указанные зоны обычно состоят из серии прогибов, фиксирующих, как правило, наиболее погруженные участки фундамента.

Формирование ОБ проходило в 3 этапа: рифтогенный (J_2 - K_1), платформенный (K - P_1) и неотектонический (P_2 - Q). Первый из них формирует крупные депрессионные зоны устойчивого прогибания. В составе его выделяются терригенные екатеринославская (J_2), поярковская (K_1) и вулканогенная итикутская (K_1) свиты. Сменяющие их породы платформенного комплекса наследуют указанные выше депрессии и сложены осадочными породами завитинской (K_2), цагаянской (K_2) и кивдинской (P_1) свит. Венчающие разрез чехла бассейна кайнозойские песчано-глинистые породы неотектонического этапа представлены райчихинской, мухинской, бузулинской, сазанковской и белогорской свитами.

Нефте- и газопроявления представлены нефте- и газопроявлениями, установленными при бурении в пределах южной части ОБ. Большинство их выявлено в глинистых и вулканогенных образованиях цагаянской и поярковской свит. В ряде скважин обильные нефтяные пленки были зафиксированы при испытании поярковской свиты. В верхнемеловом комплексе нефте- и газопроявления известны в завитинской свите. При испытании некоторых скважин получены обильные нефтяные пленки и отмечалось также разгазирование глинистого бурового раствора. В процессе буровых работ установлена зональность в распределении газов: метановые газы отмечены в породах, залегающих ниже 500–700 м, выше которых развиты азотно-метановые и азотно-углекислые газы. Наличие метановых газов в пределах локальных структур в зоне развития азотно-углекислых и азотно-метановых газов свидетельствует об аллохтонной газоносности этих поднятий и наличии газоматеринских пород в недрах впадины. Присутствие в составе аллохтонных газов тяжелых углеводородов, вплоть до $C_{6}H_{14}$ указывает на возможность их связи со скоплениями нефти в недрах [4, 10, 11, 14].

На основании результатов анализа модели современного геологического строения и палеогеографии изучаемого осадочного бассейна, проведенного под руководством

академика А.Э. Конторовича [5] в разрезе ОБ выделен единый юрско-нижнемеловой перспективный комплекс, в котором в качестве зонального флюидоупора выступают аргиллиты поярково-красной свиты, развитие которых прогнозируется в Зейско-Селемджинской и Екатеринославской депрессионных зонах. Осадочные образования екатеринославской и итикутской свит образуют проницаемый комплекс. Строение турон-нижнепалеоценовых разрезов ОБ позволяет рассматривать отложения этого возраста в депрессионных зонах как еще один сложно построенный осадочный потенциально перспективный комплекс [5].

На территории Зейско-Буреинской нефтегазоперспективной области сотрудниками ИНГГ СО РАН совместно с АмурНЦ и ИГиП ДВО РАН [7] выделено шесть мезорайонов, приуроченных к ранее указанным зонам устойчивого прогибания: Сычевский, Белогорско-Сапроновский, Романовско-Екатеринославский, Лермонтовско-Дмитриевский, Михайловский, Архаринский. Из них четыре – с мощностью чехла, превышающего 2000 м, отнесены к первой категории, один с мощностью от 1500 до 2000 м – ко второй категории, и последний с мощностью чехла менее 1500 м – к третьей категории.

По мнению А.Э. Конторовича [5], с вероятностью 0.7, начальные суммарные ресурсы углеводородов в пределах Зейско-Буреинской самостоятельной нефтегазоносной области могут составить 46–366 млн т.

Выше приведены перспективы жидких углеводородов органического происхождения, но в тоже время широко дискутируется проблема процессов нефтегазонакопления с углеводородной ветвью дегазации Земли. Эти идеи основаны на результатах петрологических и геохимических исследований, изучении природы глубинных флюидов, тектонического контроля скоплений углеводородов, связанных с дизъюнктивным строением разнообразных генетических типов и др. [2]. В пределах Зейско-Буреинского бассейна динамические особенности глубинных разломов детально изучены в районе Константиновского месторождения минеральных вод [13]. Тектонический каркас этого месторождения в целом отражает таковой Зейско-Буреинского бассейна и его обрамления. Кинематика разрывов определяется подвижностью разнопорядковых блоковых структур, тесно связанных с движением Ерконецкой, Охотской и Амурской литосферных плит. Подвижки вдоль последних создавали условия сжатия и растяжения, наиболее юные из которых, как указывалось ранее, определили формирование преимущественно сдвиговых смещений по субширотным и северо-западным разломам и сдвиго-сбросовых по нарушениям северо-восточного простирания. В результате взаимодействия этих движений, в узлах пересечения тектонических нарушений, происходило образование зон интенсивной высокой проницаемости с разгрузкой флюидов в виде минеральных вод.

Подобные структуры, как каналы дегазации и флюидопереноса, широко известны в Центральной Азии, на северо-восточной окраине Евразии, в Тихом океане и др. [1].

Ресурсный потенциал каустобиолитов угольного ряда (каменные и бурые угли) формируют крупнейший на Дальнем Востоке топливно-энергетический комплекс, разведанный потенциал которого значительно превышает таковой Забайкальского, Хабаровского краев, Сахалина и Приморья. Материалы по угленосности Зейско-Буреинского бассейна изложены в опубликованных работах А.П. Сорокина [12], В.П. Пана, А.П. Сорокина [8], В.П. Пана [9], Угольная база..., [15], Минерально-сырьевая база..., [6] и др.

Твердые горючие ископаемые представлены каменными и бурыми углями, ресурсы которых определены более чем в 70 млрд. т. В пределах ОБ известно более 90 месторождений угля, из которых в настоящее время изучено девять: Огоджинское и Сугодинское – каменные, остальные семь – бурые. Более 80 % углей по своим качественным

показателям, степени углефикации разделяются на две технологические группы (марки): 1Б и 2Б. В настоящее время разрабатываются угли марки 2Б Райчихинского и Ерковецкого месторождений, последнее из которых обладает запасами 1.3 млрд т [6].

Бурые угли технологической группы 1Б сосредоточены в месторождениях Свободное, Сергеевское, Тыгдинское, Мухинское, Сианчик и ряде угленосных площадей. Среди них бурые угли палеогенового и миоценового возраста. Первые связаны с формированием платформенного чехла, а вторые – с неотектоническим комплексом. Они распространены в пределах поднятий – междуречных пространствах магистральных палео-водотоков (Амура, Зеи, Селемджи, Завитой, Архары), сопряженных с Приамурской, Зейско-Селемджинской, Екатеринославской и Архаринской областями устойчивого прогибания. Эти участки включают низкопрядковую гидросеть, в долинах которой в палеоцене, эоцене, олигоцене и миоцене, происходило образование торфяных болот. К концу кайнозоя в Зейско-Буреинском бассейне были сформированы огромные угленосные площади – Пиканско-Сергеевская, Селемджинско-Ерковецкая и Завитинско-Архаринская, включающие целый ряд вышеуказанных буроугольных месторождений и углепроявлений с запасами и прогнозными ресурсами более 12.8 млрд т.

Помимо использования этих углей в качестве энергетического сырья, в ИГиП ДВО РАН разработана схема эффективного комплексного их освоения, включающая термическую конверсию углей способом высокоскоростного пиролиза, апробация которой проведена на Сергеевском буроугольном месторождении. Кроме этого рассмотренные угли могут быть использованы и как химическое сырье с получением буроугольного горного воска и гуматов, которые легко экстрагируются и могут быть переработаны в эффективные биологические продукты – низко- и высокомолекулярные кислоты, используемые в биосинтезе кормового белка и витаминов для домашних животных, и птиц. Определенный интерес представляют также разработки авторов по технологии попутного извлечения из рассматриваемых углей благородных и других металлов [3].

Исследования выполнены при поддержке Программы «Дальний Восток» проект 5-1-2-024 «Нетрадиционные типы благородного и редкоземельного оруденения в кайнозойских терригенных и угленосных отложениях Дальнего Востока».

Литература

1. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Материалы Всерос. конф. с междунар. участ., посвященной 100-летию со дня рождения акад. П.Н. Кропоткина, 18–22 октября 2010 г. М.: ГЕОС, 2010. 712 с.
2. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений: развитие идей П.Н. Кропоткина // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Материалы Всерос. конф. с междунар. участ., посвященной 100-летию со дня рождения акад. П.Н. Кропоткина, 18–22 октября 2010 г. М.: ГЕОС, 2010. С. 3–5.
3. Инновационные и инвестиционные аспекты технологий комплексного использования минерально-сырьевых ресурсов Амурской области // Рос. Академия наук, Дальневосточное отделение, Амурский научный центр, институт геологии и природопользования / Отв. ред. чл.-корр. РАН А.П. Сорокин. Благовещенск: АмурНЦ ДВО РАН, ИГиП ДВО РАН, 2012. 105 с.
4. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России. Геодинамическая эволюция. Угленосность и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
5. Конторович А.Э., Сорокин А.П., Шапорина М.Н., Артеменко Т.В., Скузоватов М.Ю., Беляев С.Ю., Буриштейн Л.М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Зей-Буреинского осадочного бассейна (современная модель) // Нефтегазогеологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса Востока России: Сборник материалов научно-практической конференции (Санкт-Петербург, 17–21 июня 2013 г.), СПб: ВНИГРИ, 2013. С. 130–135.

6. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков / Васильев И.А., Капанин В.П., Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д., Лужнов В.Л., Данилов А.П., Сорокин А.П. Благовещенск, 2000. 168 с.
7. Молодые платформы восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения) / Науч. ред. чл.-корр. РАН А.П. Сорокин. Владивосток: Дальнаука, 2013. 366 с.
8. Пан В.П., Сорокин А.П. Геотектонический режим формирования меловых неогеновых угленосных отложений чехла Амуро-Зейской депрессии // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 129–137.
9. Пан В.П. Условия угленакопления в Амуро-Зейской впадине: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1978. 23 с.
10. Петухов А.В., Тимофеев А.А. Строение и типы локальных поднятий Зее-Буреинской впадины (в связи с поисками нефти и газа) // Нефтегазовая геология и геофизика. Информация ВНИИОЭНТ, 1966. № 12.
11. Сорокин А.П., Сорокин А.А. Эволюция мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Приамурья и закономерности формирования горючих полезных ископаемых: Материалы II Всерос. металлогенич. совещ. «Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления». Иркутск, 1998.
12. Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зейско-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1972. 25 с.
13. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А., Попов А.А. «Чувствительные зоны» земной коры на восточной окраине Амурской литосферной плиты и их флюидный режим // Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь: Материалы Всерос. конф. с междунар. участ., посвященной 100-летию со дня рождения акад. П.Н. Кротопкина, 18–22 октября 2010 г. М.: ГЕОС, 2010, С. 696–700.
14. Стратегия развития топливно-энергетического потенциала Дальневосточного экономического района до 2020 г. / Отв. ред. А.П. Сорокин. Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.
15. Угольная база России. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1997. Т. 5. Кн. 1. 371 с.

А.П. Сорокин, В.И. Рождествина

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ДЕГАЗАЦИИ ПРИ ВНЕДРЕНИИ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ФЛЮИДОВ В УГЛЕНОСНЫЕ ТОЛЩИ (НА ПРИМЕРЕ ЕРКОВЕЦКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск
Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск*

Многолетними наблюдениями на геодинамических полигонах в Припятской впадине, Среднем Приобье, Закавказье и др. регионах РФ установлено, что флюиды, достигающие поверхности Земли, можно выявить геохимическими и геофизическими методами. Газово-жидкие флюиды фиксируются аномалиями гелия в зонах повышенной проницаемости (ЗПП) с изменчивыми плотностными и геоэлектрическими характеристиками на участках сопряжения разновозрастных разрывных нарушений. В этих зонах установлен пульсационный режим изменений геохимических параметров и связь их с современными тектоническими движениями [1].

В пределах Зейско-Бурейнского бассейна в результате газогеохимических и геофизических исследований еще в 80-е годы прошлого столетия были выявлены каналы тепломассопереноса с восходящими потоками газов вдоль систем Константиновского, Селемджинского, Лермонтовско-Белогорского, Западно-Туранского и др. разрывных нарушений. В этих структурах наблюдается зональный метаморфизм кайнозойских бурых углей с переходами от низких к более высоким технологическим группам, повышенное содержание в них летучих и пр. [2].

В последние десятилетие начато более углубленное изучение бурогоугольных месторождений, связанное с установлением в них благородных, редкометалльных и редкоземельных элементов [3]. Объектом исследований выбрано Ерковецкое бурогоугольное месторождение, доступное для геологического изучения угленосных отложений в эксплуатационном карьере «Южный» с учетом ранее установленной в них повышенной металлоносностью [4].

Угленосность месторождения связана с палеогеновыми отложениями кивдинской свиты, включающими пласт угля мощностью от 2 до 8 м с маломощными прослоями и линзами туфов, в надугольной части которого залегают верхнемиоценовые пески и глины сазанковской свиты и четвертичные осадки. Полевые исследования угленосной толщи проведены в 2008, 2010 и 2012 гг. с детальным опробованием разреза (до 10 м). Анализ проб угля и вмещающих пород проведен на пробирной базе Аналитических центров ИГиП, АмурНЦ ДВО РАН (г. Благовещенск), Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) и ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск).

Наряду с непосредственным изучением разреза угленосных отложений, район Ерковецкого месторождения был охвачен и региональными исследованиями – магнитно-теллурическим зондированием (МТЗ) и газогеохимическим опробованием. С помощью последнего на южной окраине месторождения был выявлен целый ряд аномалий гелия с повышенными содержаниями водорода и метана и реже – сорбированного азота, тяжёлых углеводородов и углекислот. С севера разрабатываемый участок Ерковецкого месторождения ограничен Варваровской, а с юга – Лазревской аномалиями, из которых наиболее контрастная – Варваровская – непосредственно примыкает к карьере и характеризуется содержаниями (об. %) гелия $574-52482 \times 10^{-4}$, водорода – 57×10^{-4} и

углеводородов 339×10^{-4} . Она выражена в виде локальной зоны протяженностью 9 км с высокоомными значениями геоэлектрического сопротивления (100 и более Ом·м), а в разрезе (по данным МТЗ) представляет собой структуру инъекционного типа с рвущими контактами с осадочными породами чехла Зейско-Буреинского бассейна. Аномалия приурочена к ЗПП в узле пересечения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений.

Исследованиями на северном окончании этой зоны в пределах карьера установлено, что угленосная толща характеризуется геохимическим и минералогическим разнообразием. Особенно это присуще бурым углям, в которых установлены V, Co, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Y, Au, Ag, Pt, Pb, Sb, Sn, As, Se, Th, REE, Nb, Hf, Ta. Причем в отдельных интервалах содержания этих элементов многократно превышают их кларк. Например, Au и Pt в 100, Sn – 25, Ni – 21, Co и Zn – 15, Rb и Cs – 16, Se и As – 10, Ga и Ge – 8, Ag – 7, а в группе редкоземельных элементов – в 3–7 раз.

Высокие концентрации вышеуказанных элементов и их соединений в породах угленосной толщи Ерковецкого месторождения подтверждают также результаты детального опробования разрезов в карьере (табл.).

Анализ распределения установленных микроэлементов в целом по разрезу угленосной толщи показывает, что на фоне среднего их содержания выделяются локальные интервалы с аномальными концентрациями. В группе литофилов, особенно среди катионно- и анионообразующих с постоянной и переменной валентностью, пониженный фон характеризует центральную часть угольного пласта с резким возрастанием в породах вскрыши и глинах в забое. Существенно обеднен весь разрез угленосной толщи Р при обогащении его F в группе анионообразующих литофилов.

Достаточно дифференцированно распределены по разрезу группа металлов-сульфофилов. Благородные металлы в них встречаются на всех уровнях разреза угольной толщи с максимальными концентрациями (по результатам пробирного анализа) в нижней ее части – до 4.6 г/т, в подугольных глинах – 0.49–1.9 г/т, реже – в кровле разреза – 0.1–1.1 г/т. С увеличением глубины соотношение частоты встречаемости частиц Au и Ag изменяется в пользу первого из них и ближе к подошве пласта угля они существуют как самостоятельные фазы. Повышенное количество наночастиц благородных металлов отмечается также в прослоях и линзах глин в верхней части угольного пласта, где Ag доминирует над Au. Размеры их частиц колеблются от $n \times 10$ нм до 1–2 мкм, но встречаются отдельные индивиды до 10–15 мкм.

Таблица. Содержание благородных и редких элементов в углях, глинах, песках и туфах Ерковецкого месторождения (г/т) [5]

Порода	Благородные элементы		Редкие элементы		
	Au	Pt	Sc	Cs	Hf
Угли	Сл–4.87	0.8; 2.0; 6.8	0–2.67	0–11.6	0.92–8.7
Глины	Сл–2.91		0.94–2.56	2.38–11.6	0.92–11.5
Пески	Сл–3.11	8.0	0.54–3.91	1.94–3.8	1.88–8.25
Туфы	0.16		2.74	15.1	3.67

Приведенные данные свидетельствуют о высокой степени насыщенности элементами угленосной толщи с четко выраженной тенденцией в их распределении. Бурые угли резко обеднены литофилами, но в тоже время характеризуются повышенными концентрациями металлов – сульфобиллов (Au, Cu, Zn, Pb) и элементов – сидеробиллов (As, Ni, Mn).

Анализ приведенных материалов позволяет считать, что указанные колебания минеральных образований не связаны с процессами седиментации и диагенеза. Более доказательным представляется вариант с внедрением в угленосную толщу по ЗПП восходящих газовой-жидких флюидов, транспортировавших широкий ряд элементов литофильной, сульфобильной и сидеробильной групп. Более подвижные из них (As, Sb, Hg, Se, Au, Ag, Pb, Sn, Pt), обладающие высокой летучестью, внедрялись в угленосную толщу, с осаждением вышеуказанных компонентов преимущественно в углях и подстилающих их глинах.

Исследования выполнены при поддержке Программы «Дальний Восток» проект 5-1-2-024 «Нетрадиционные типы благородного и редкоземельного оруденения в кайнозойских терригенных и угленосных отложениях Дальнего Востока».

Литература

1. Багдасарова М.В. Современный вулканизм – основной процесс дегазации Земли и формирования флюидогенных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа // Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь: Материалы Всерос. конф. с междунар. участием, посвященной 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кропоткина, 18–22 октября 2010 г. М.: ГЕОС, 2010. С. 52–55.
2. Сорокин А.П., Сорокина А.Т., Артеменко Т.В. Зоны термотектогенеза и некоторые вопросы метаморфизма углей // Проблемы угольной геологии Востока СССР. Владивосток: ИТиГ ДВО АН СССР, 1990. С. 131–138.
3. Сорокин А.П., Малышев Ю.Ф., Каплун В.Б., Сорокина А.Т., Артеменко Т.В. Основные черты эволюции и глубинного строения Зейско-Буреинского и Сулиа осадочных бассейнов // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 3–19.
4. Рождествина В.И., Сорокин А.П. Первые находки самородных палладия, платины, золота и серебра в бурых углях Ерковецкого месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 6. С. 26–38.
5. Сорокин А.П., Чантурия В.Н., Рождествина В.И., Кузминых В.М., Жмодик С.М. Нетрадиционные типы благороднометалльного, редкометалльного и редкоземельного оруденения в угленосных бассейнах Дальнего Востока // Докл. АН. 2012. Т. 446, № 6. С. 672–676.

В.П. Стрыжак¹, Ю.Б. Кабышев¹, Л.И. Стрижак², Л.Н. Василенко¹

**ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОЙ ДОБЫЧИ УГЛЕВОДОРОДОВ ДЛЯ
ТРАДИЦИОННЫХ И НЕТРАДИЦИОННЫХ ТИПОВ ПРИРОДНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ И
ИХ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ**

¹Дочернее предприятие «Научно-исследовательский институт нефтегазовой промышленности» (ДП «Науканефтегаз») Национальной акционерной компании «Нефтегаз Украины», г. Вишневое

²Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

Возросший интерес к комплексному освоению запасов углеводородного потенциала и необходимость разработки обобщающих критериев геолого-экономической оценки становятся актуальными вопросами нефтегазовой отрасли. Такая оценка должна учитывать как геологические, так и промышленные особенности того или иного бассейна. Объективной геологической предпосылкой промышленного освоения углеводородов в традиционных и нетрадиционных типах природных резервуаров являются масштабы и объемы сосредоточенных в них ресурсов, закономерности их распределения по этажам и стратиграфическим подразделениям районов, поисково-оценочных площадей и участков.

Добыча газа на территории Украины проводится в трех нефтегазоносных регионах – Восточном, Западном и Южном, каждый из которых имеет собственную историю геологического развития и разную степень экономического освоения. Осадочные толщи бассейнов указанных регионов являются сложнопостроенными геологическими объектами, в которых существуют практически все возможные типы природных резервуаров (ПР), как традиционные – в терригенных и карбонатных коллекторах, так и нетрадиционные – связаны с угольными пластами, с низкопористыми терригенными коллекторами и сланцевыми породами.

Что мы понимаем под нетрадиционными типами природных резервуаров? Прежде всего, речь идет о соответствующем типе конкретной природной газовой системы. Нетрадиционный газ (от англ. Unconventional gas) – это промышленный термин, обозначающий природный газ: в глинистых сланцевых породах (shale gas), в угольных пластах (coal bed methane), в плотных песчаниках (tight gas sands) [1]. Каждый тип природных резервуаров характеризуется свойственным только ему набором геологических характеристик, которые зависят, прежде всего, от формы нахождения природного газа в породе.

Именно эта характеристика и определяет традиционный или нетрадиционный тип природных резервуаров. В традиционных природных резервуарах газ находится в породе в свободной или водорастворимой форме и занимает объем пор и трещин. В качестве коллекторской породы в таких резервуарах чаще всего выступают терригенные породы (песчаники или алевролиты), а экранирующими залежь породами служат аргиллиты или глинистые сланцы. В нетрадиционных природных резервуарах газ находится в породе в связанном (адсорбированном или абсорбированном) состоянии. Адсорбированный газ занимает мелкие поры с очень низкой проницаемостью и характерен для природных резервуаров так называемого «центрально-бассейнового» типа, а абсорбированный газ непосредственно связан с углистым веществом на молекулярном уровне и поэтому он характерен для природных резервуаров угольных пластов и сланцевых пород. Размеры матричных поровых каналов вышеназванных пород находятся в диапазоне величин 0.01–0.5 мкм. Поэтому в формировании газа сланцевых пород, газа «центрально-бас-

Таблица. Геолого-экономические критерии оценки перспективности площадей для промышленной добычи газа различных природных типов резервуаров

Критерии оценки перспективности площадей	1		2		3		4		5	
	Мета-морфизм	Градации катагенеза Марки углей	Для терригенных и карбонатных коллекторов	Для угольных пластов	Для низкопористых коллекторов центрально-нобассейнового типа	Для сланцевых пород				
Метаноносность – для сорбированного или газоносность – для свободного		ПК ₃ –МК ₃ от Д до Ж	Зависит от коэффициента газонасыщенности (K _г), или заполнения пор газом > 50 % (K _г > 0,5).	МК _Г –МК _Г от Г до Т.	МК ₂ –МК _{3,5} от Г до ОС	МК ₂ –МК ₂ от Г до А				
Глубины залегания		От 500 м до 6000 м. Наиболее эффективны глубины 1200–2500 м.	Зависит от коэффициента газонасыщенности (K _г), или заполнения пор газом > 50 % (K _г > 0,5).	Газоносность угля не меньше 7 м ³ /т с. б. м., при обязательном росте с глубиной.	Зависит от содержания ОВ вмещающих толщ	Зависит от содержания ОВ. Концентрация С _{орг} больше 4 %. Состав ОВ – сапропелевый. При содержании С _{орг} – 20–30 % газоносность составляет 5,0–7,0 м ³ /т (7,5–17,5 м ³ /м ³ породы)				
Размеры оцениваемой площади		Критерий используется лишь в комплексе с типом ловушки, амплитудой структуры и количеством продуктивных горизонтов.	Критерий используется лишь в комплексе с типом ловушки, амплитудой структуры и количеством продуктивных горизонтов.	Не превышают глубин оценки запасов угля (до 1600–1800 м). Наиболее эффективны глубины 500–1200 м	От 4500 до 6000 м (в среднем 4700 м)	От 1000 до 2500 м (в среднем 1700 м)				
Мощность продуктивных интервалов		Процентное соотношение песчаников в толще более 25 %	Процентное соотношение песчаников в толще более 25 %	Площадь оцениваемого участка должна составлять от 100–150 км ² и больше.	250–500 км ² и более.	Площадь оцениваемого участка должна составлять 500–1000 км ² и больше.				

Таблица. (Продолжение)

	1	2	3	4	5
Индивидуальная мощность пластов		Эффективная мощность песчаников составляет от 3–5 м до 40 м; в среднем – 15–20 м.	Больше 0,65 м. Минимальная мощность угольных пластов спутников – больше 0,3 м.	более 30 м	Больше 1 м.
Коллекторские свойства		Открытая пористость не ниже 10 % и проницаемость более 12–15 мД. Фациально приурочены к аллювиально-дельтовым и прибрежно – морским комплексам пород.	Определяющими являются хрупкость и эндогенная трещиноватость. Пористость и проницаемость низкая (требуется гидроразрыв пласта)	Пористость от 3 до 12%; проницаемость низкая – от 0,1 до 0,0005 мД (требуется гидроразрыва пласта)	Определяющими являются вторичная эпигенетическая трещиноватость и сорбционная емкость. Пористость от 3,5 % до 6%; проницаемость низкая. (требуется гидроразрыв пласта)
Тектонические условия		Наличие структурных или палеогеоморфологических форм, создающих ловушку.	Преимущественно простое строение, моноклиналиное залегание, простые пологие складки с углами падения не более 30–40°.	Наличие зон трещиноватости вблизи тектонических нарушений, участков изменений углов залегания пород, в синклиналиях при отсутствии гидродинамических связей с поверхностью.	Наличие зон трещиноватости вблизи тектонических нарушений, участки смены углов залегания пород, в синклиналиях при отсутствии гидродинамической связи с поверхностью.
Гидрогеологические условия		Достаточная гидрогеологическая закрытость недр.	Минерализация пластовых вод не должна превышать предельно-допустимых концентраций (ПДК) по району и не требовать специальных средств по деминерализации	Распространены в зоне затрудненного водообмена. Отсутствие свободной воды в породе.	Достаточная гидрогеологическая закрытость недр.
Общие суммарные ресурсы газа		Более 1–3 млрд м ³ на площади (структуре, месторождении).	Более 10–15 млрд м ³ на площади (локализované)	Более 30 млрд м ³ на площади.	Более 400 млрд м ³ на площади
Плотность запасов		Более 20–30 млн м ³ /км ²	Более 150–200 млн м ³ /км ²	Более 300 – 400 млн м ³ /км ² ; максимально – 1500 млн м ³ /км ² .	Более 150–200 млн м ³ /км ² , максимально 500 млн м ³ /км ²

сейнового» типа и угольного метана капиллярные явления играют ведущую роль, с чем и связана общая промышленная геология и технология освоения таких природных резервуаров [2,3,4].

В осадочных бассейнах Украины выполнен наибольший объем работ, проведены многолетние исследования и получены данные, которые позволили обосновать перспективность и добычу углеводородов как из традиционных, так и нетрадиционных типов природных резервуаров во всех нефтегазоносных регионах Украины.

Для эффективного освоения углеводородных ресурсов организация поисково-разведочных и эксплуатационных работ должна ориентироваться на всевозможные типы природных резервуаров, которые достигаются современным бурением. Соответственно, и технологии бурения должны быть адаптированы к этим более сложным условиям, где одновременно раскрываются разнотипные породы – коллекторы. С этой целью нами выделены одиннадцать основных геолого-экономических критериев, по которым следует проводить оценку. Они приведены в таблице, но степень значимости каждого из предложенных критериев разная (табл.).

Разработанные критерии позволяют провести комплексную оценку территории и на ее основе выбрать наиболее перспективные объекты и рекомендовать их к введению в следующий геолого-поисковый этап. Организация поисково-разведочных работ одновременно на несколько типов природных резервуаров существенно повысит экономические показатели эффективности при оценке стоимости недр. При выборе оптимального варианта промышленного освоения оцениваемого нефтегазового объекта важнейшее значение имеют высокие показатели извлечения УВВ, а в нашем случае - с одной территории добывается максимальное количество углеводородов разнотипных природных резервуаров.

Литература

1. Лукин А.Е. О природе и перспективах газоносности низкопроницаемых пород осадочной оболочки земли // Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine. 2011. № 3. С. 111–123.
2. Лукин А.Е. Перспективы сланцевой газоносности Днепровско-Донецкого авлакогена // Геол. журн. 2011. № 1. С. 21–41.
3. Лукин А.Е. Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 1. Современное состояние проблемы сланцевого газа (в свете опыта освоения его ресурсов в США) // Геол. журн. 2010. № 3. С. 17–33.
4. Тиркель М. Г., Анциферов А. В., Глухов А. А. Изучение газоносности угольных формаций. Донецк: «Вебер» (Донецкое отделение), 2008. 208 с.

Н.С. Сырбу

**АНОМАЛИИ ГЕЛИЯ И ВОДОРОДА В ГИДРАТОНОСНЫХ ОСАДКАХ
ПРИСАХАЛИНСКОГО СКЛОНА**

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

Условия, определяющие газогеохимическую специализацию окраинных акваторий и их обрамления обусловлены геодинамическим режимом территории. Район исследований относится к северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, захватывая такие структуры как складчатая система Сахалина, северо-западный борт Курильской котловины и южную часть Татарского прогиба. В региональном масштабе, состав и распределение газогеохимических полей зависит от того, к каким структурам они относятся.

Земная кора региона разбита тектоническими разломами, по формируемым ими проницаемым зонам мигрируют глубинные газы, в том числе гелий и водород – важные индикаторы геологических процессов. Гелий часто концентрируется в углеводородных флюидах, циркулирующих в зоне разломов. Поэтому тектонические нарушения, особенно глубинные разломы, характеризуются аномалиями гелия в поверхностных осадках и водах. Это справедливо даже в тех случаях, когда разломы перекрыты мощным чехлом осадочных отложений.

В наиболее проницаемых зонах – каналах быстрой вертикальной миграции эндогенных газов – свободные водород и гелий (кроме корового радиогенного гелия, состоящего в основном из изотопа ^4He и продуцируемого радиоактивным распадом урана и тория) мигрируют в виде газовых струй или в растворе с ювенильными водами. Из глубинных разломов максимально проницаемыми и, следовательно, наиболее перспективными на водород и гелий будут активизированные в неотектонический этап и особенно новейшие, ограничивающие зоны интенсивного современного тектонического прогибания (впадины типа трогов или грабен) с сокращенной мощностью земной коры [4].

Распределение гелия и водорода в донных отложениях и воде в западной части Охотского моря изучалось автором в 2012–2014 гг. в рамках международного проекта SSGH (Газовые гидраты сахалинского склона, руководитель – д.г.-м.н. Обжиров А.И.) (табл.). Данные в таблице приведены по расчетам за три года, 2012–2014 гг. Расчет в объединенной статистической выборке по всем районам показывает, что средние фоновые концентрации гелия и водорода в донных осадках практически не изменялись и колебались около фонового значения для данной территории, уменьшаясь с глубиной.

Интересно отметить, что в районах газонасыщенных структур и метановых сипов в приповерхностном слое осадков до глубины 80 см идет резкое возрастание содержания гелия и водорода (станция LV59-19НС, глубина моря 980 м, длина керна составила 550 см, рис. 1).

Важные результаты были получены при изучении водной толщи в местах скопления газогидратов. Выявлена закономерность – в придонном слое воды на участках с газогидратами резко возрастает концентрации He и H_2 , превышая фон в 2–3 раза (рис. 2).

Автором установлено, что природный газ в газогидратоносном осадке является гелиеносным, обнаруженные аномалии гелия свидетельствуют о наличии притока глубинных газов на юго-восточном склоне о. Сахалин (северо-западный борт Курильской

Таблица

Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде Южно-Татарского прогиба (Японское море)				
Донные осадки	He, ppm	H ₂ , ppm	Мах аномалии He, ppm	Мах аномалии H ₂ , ppm
	6	2	34.3	48.4
Газ, растворенный в воде	He, нл/л	H ₂ , нл/л	Мах аномалии He, нл/л	Мах аномалии H ₂ , нл/л
	120	24	198	241

Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде на северо-западном борту Курильской котловины (Охотское море)				
Донные осадки	He, ppm	H ₂ , ppm	Мах аномалии He, ppm	Мах аномалии H ₂ , ppm
	4.5	4	57.3	20.5
Газ, растворенный в воде	He, нл/л	H ₂ , нл/л	Мах аномалии He, нл/л	Мах аномалии H ₂ , нл/л
	49	26	118	114

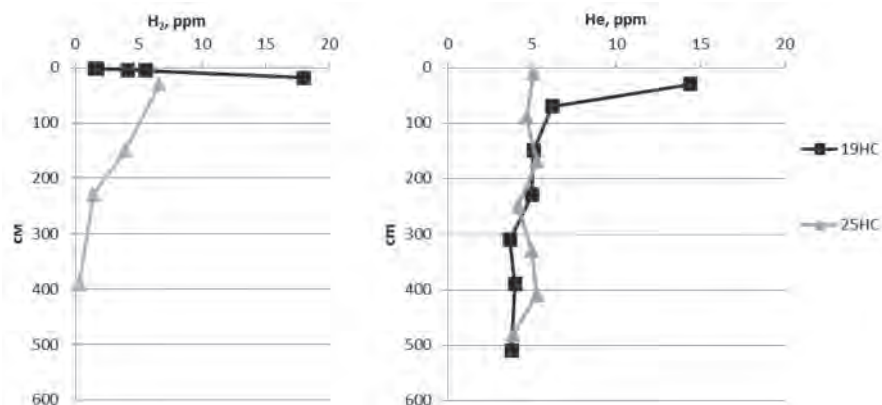


Рис. 1. Распределение гелия и водорода в ядрах осадка Южно-Татарского пролива (рейс №59 НИС «Академик М.А. Лаврентьев»).

котловины). Эти данные хорошо коррелируют с содержанием гелия в грязевых вулканах и минеральных источниках южной части о. Сахалин [3].

Гелий является признаком глубинных разломов в земной коре, а повышенные концентрации He³ обычно сопутствуют мантийным газам. Такие аномалии свойственны зонам рифтов, где мантия скрыта земной корой небольшой мощности [1]. Глубинный гелий, вероятнее всего, мигрирует вместе с природным газом (метаном) через отложения западной части Курильской котловины. В данном районе в осадочной толще мощностью 1–3 км происходит интенсивное образование углеводородных газов, а аномалии

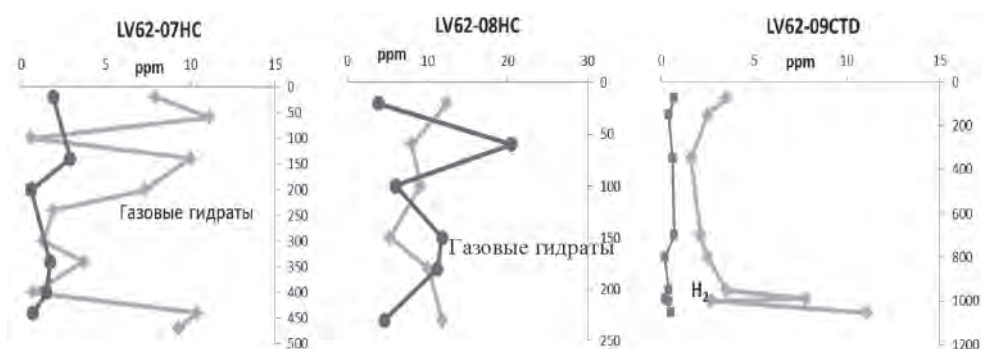


Рис. 2. Распределение гелия и водорода в ядрах осадков станций 07HC и 08HC, а также в воде станции 09CTD, 2013 г. (анализ выполнен м.н.с. Н.С. Сырбу): светлый график – He, ppm, темный график – H₂, ppm.

гелия свидетельствуют о наличии еще более глубоких газовых источников в западной части Курильской котловины. Глубинный гелий вовлекается в газовый метановый поток и поднимается к поверхности морского дна. Аномалии гелия в осадках с газовыми гидратами доказывают миграционное (термогенное) происхождение природных газов (метана и его газообразных гомологов), которые кристаллизуются как гидраты метана в поверхностных осадках данного района Охотского моря и формируют аномальные газогеохимические поля во вмещающих осадках и толще вод.

Повышенное содержание водорода указывает на то, что разломы в районе исследований сейсмически активны. Совпадение аномалий гелия, метана и водорода свидетельствует об активности геологической структуры, в пределах которой происходит перенос термогенных и глубинных газов. Аномальные по содержанию гелия и водорода осадки, а также газогидраты, находятся в узле пересечения тектонических разломов. Такие места в Охотском море являются наиболее благоприятными для активной разгрузки газов и флюидов [2].

При наличии интенсивного восходящего потока природного газа создаются благоприятные условия для развития микробных процессов, и изотопное соотношение ¹³C/¹²C термогенного метана маскируется добавлением значительной доли микробного газа из верхних горизонтов осадка. В таких случаях попутные измерения гелия и водорода необходимы для распознавания природы газового потока.

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ по проекту № 16-35-00013.

Литература

1. Перевозчиков Г.В. Поле водорода на месторождении Газли по данным геохимических исследований в нефтегазоносном регионе Средней Азии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7, № 1. 13 с.
2. Шакиров Р.Б. Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.28 / Р.Б. Шакиров. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2003. 120 с.
3. Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И. Особенности распределения гелия и водорода на юго-восточном и юго-западном газогидратоносном склоне о.Сахалин (по результатам 59 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2012 г.) // Литология и полезные ископаемые. М., 2016. № 1. С. 68–81.
4. Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.

Р.Б. Шакиров¹, А.И. Обжиров¹, Н.С. Сырбу¹, Ле Дык Ань²

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток
Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий, г. Ханой,
СРВ*

На западном шельфе Южно-Китайского моря (ЮКМ) распространены районы с аномальными газогеохимическими полями углеводородных и сопутствующих диагностических (гелий, водород, углекислый газ, аргон, радон и др.) газов, формирующихся на различных горизонтах литосферы, в том числе в глубинных зонах проницаемости и поступающих по активным разломам на морское дно и дневную поверхность. При этом важнейшей характеристикой является фоновое состояние (распределение фоновых газогеохимических, гидрохимических и петрохимических показателей) геологической среды. Исключительно важно изучение этих показателей в геологических структурах побережья, которые простираются в шельфовую зону. Шельф Вьетнама является одним из самых известных районов, где залежи нефти и газа обнаружены в гранитоидах (трещиноватые коллекторы) и в зонах распространения ультраосновных пород фундамента (южный привьетнамский шельф). При этом к дискуссии предлагается, что глубинные разломы, контролируемые Центральным Вьетнам и его шельф, возможно, имеют связь с зонами проницаемости южного и северного шельфа Вьетнама (разломы рифта Красной реки, Линия Западный Барам, Восточно-Вьетнамский Граничный разлом и др.). Так, например, разлом Туй Хоа, выступает как трансформный разлом и действует как юго-западная граница зоны спрединга океанической коры, на южном окончании которой (проградационный клин) развиты комплексы ультраосновных пород, нефтегазовые месторождения и аномальные газогеохимические поля в донных отложениях и придонной воде. Зоны сочленения земной коры разных типов в этом случае выступают глобальными источниками и проводниками глубинных газов и флюидов, в том числе углеводородных. Аналогии отмечены в Японском и Охотском морях.

Распределение газогеохимических полей в придонном слое водной толщи привьетнамского шельфа было изучено ТОИ ДВО РАН на НИС «Александр Несмеянов» (1983), «Морской геофизик» (1989), «Профессор Богоров» (1994) и др. В экспедициях закладывалась основа изучения геологического строения привьетнамской части Южно-Китайского моря, которая способствовала пониманию тектонического строения дна и открытию залежей углеводородов. По особенностям распределения газогеохимических полей метана привьетнамский шельф можно разделить на 3 части: Северную, Центральную и Южную. Северная часть расположена между широтами 18° с.ш. и 15° с.ш., Центральная ограничена широтами 15° с.ш. и 11° с.ш., Южная площадь простирается между широтами 11° с.ш. и 7° с.ш. Морфологически эти части так же различны. Северная и Южная площади представляют пологий и широкий шельф, Центральная, наоборот, характеризует крутой и узкий шельф. В северной части Привьетнамского шельфа, включая залив Бакбо обнаружено обширное поле аномальных концентраций метана, углеводородных газов (УВГ), высокоинтенсивные аномалии гелия и водорода в придонной воде и осадках, распределенные в соответствии с тектоническим строением района. Отдельные поля повышенных концентраций метана и других газов в прибрежной части шельфа характеризуют положительные перспективы поисков здесь нефти и газа, вероятно конденсата, при благоприятных геологических условиях. Обширные аномальные поля газов нефтяного генезиса обна-

ружены на южном шельфе в 80–90-х гг. Аномальные поля метана и УВГ в комплексе с геофизическими исследованиями характеризовали положительно перспективы открытия месторождений нефти и газа на шельфе Вьетнама, что в дальнейшем и подтвердилось. На перспективных структурах с участием треста «Дальморгеофизразведка» (г. Южно-Сахалинск) были выполнены геофизические и буровые работы, в результате которых были открыты месторождения нефти и газа на южном шельфе (Меконгская впадина и другие структуры). Из них в настоящее время добывается около 15–17 млн т нефти в год (Geology and Earth resources..., 2011). В западной части Южно-Китайского моря обнаружена резкая изменчивость концентраций метана в придонной воде. Минимальное количество метана (10–20 нл/л) встречено в глубоководной (500–3800 м) части моря. На шельфе (глубинах 30–200 м) и склоне (глубинах 200–500 м) концентрации метана увеличиваются до 30–40 нл/л. Максимальная концентрация метана – 1540 нл/л встречена в южной части шельфа в точке с координатами 09°07'1 с. ш. и 108°08'5 в. д. на глубине 230 м.

Итак, аномальные концентрации метана обнаружены в северной и южной частях Привьетнамского шельфа. При этом большой интерес в настоящее время представляет малоизученный центральный привьетнамский шельф и обрамляющее побережье, на которых ранее не было обнаружено аномальных полей углеводородных газов, но в настоящее время получены подтверждения наличия газовых факелов, грязевого вулкана, термальных вод (рис. 1).

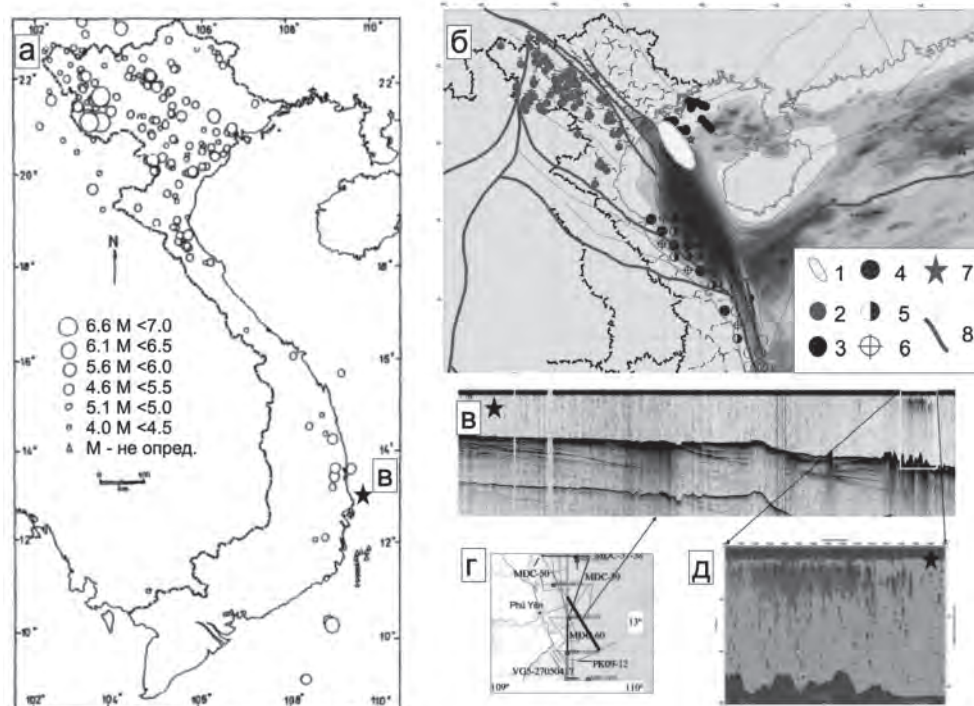


Рис. 1. Карта землетрясений (а), геотермальных проявлений (б, глубина скважин 30–40 метров).

1 – участок увеличения интенсивности АГП и концентраций химических элементов (Fe, As, Al/Si и других), появление аноксидных биомаркеров; 2 – геотермальные проявления; 3 – станции 2013–2014 гг.; 4 – аномальные поля метана средней интенсивности; 5 – аномальные поля метана низкой интенсивности; 6 – фон метана; 7 – газогидраты; 8 – разломные зоны.

в – разрез НСП (прямоугольником обозначен газифицирующийся участок); г – положение профиля НСП (также см. на рис. а); д – пузыри природного газа в толще вод.

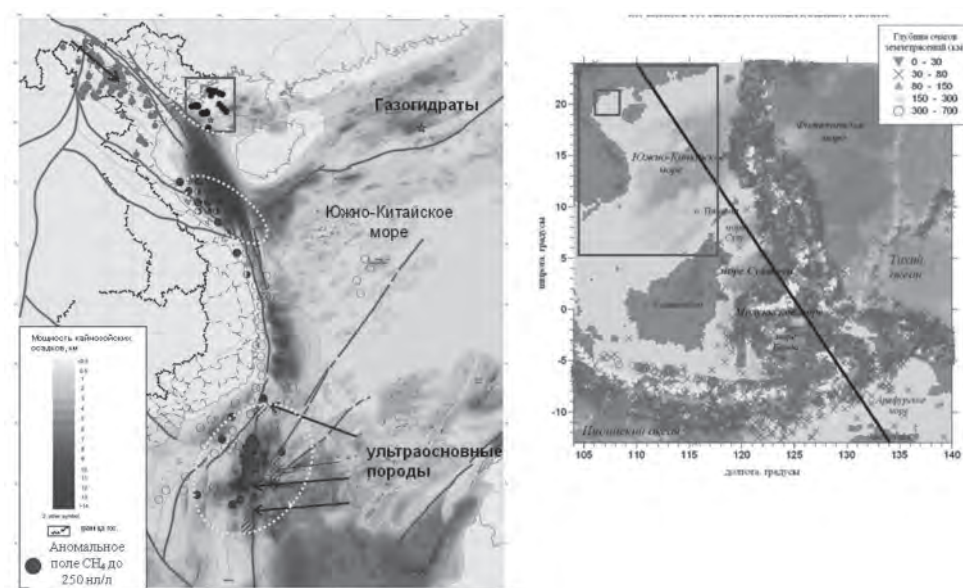


Рис. 2. Распределение газогеохимических полей метана в Южно-Китайском море на карте мощности осадочного чехла. Показаны основные разломы, выходы термальных вод. Квадратами обозначены районы работ 1983–1989 гг. и 2012–2015 гг. (залив Бакбо). Правый рисунок – карта землетрясений региона Южно-Китайского моря (Родников и др., 2014). Видно по изученности, что район Центрального Вьетнама не выделялся аномалиями по сравнению с южным и северным шельфом.

В настоящее время развиваются взгляды, что глубинные разломы и комплексы магматических пород особенно основного и ультраосновного состава (которые распространены в Центральном Вьетнаме) при участии глубинных флюидопроводящих разломов могут ассоциироваться со скоплениями углеводородов (рис. 2), являться источниками потоков углекислого газа, гелия и водорода, а также радона и аргона, ртути на дневную поверхность и в атмосферу. При этом коры выветривания пород кислого состава (гранитоиды) в свою очередь являются коллекторами для газообразных и жидких углеводородов, как установлено во многих районах мира (Арешев, 2003). Здесь следует отметить, что на Юге Приморья авторским коллективом также фиксируются на протяжении 15 лет ураганные концентрации углеводородных газов в гидрологических скважинах в пределах развития кор выветривания гранитоидов.

В Центральной части привьетнамского шельфа зафиксированы фоновые концентрации метана (30–40 нл/л, глубины 100–400 м). В интервале глубин 200–400 м здесь наблюдались повышенные концентрации углекислого газа – 0.74–0.79 мл/л. Отсутствие высокоинтенсивных аномалий метана и повышенные концентрации углекислого газа говорят о залегании древних вулканических структур близко к поверхности, наличие между ними тектонических границ и неясных перспективах возможно нефтегазонасыщенной толщи. В 2015 году в ходе проведения полевых работ под руководством д.г.-м.н. В.В. Голозубова нами были обнаружены высокоинтенсивные аномалии метана в водных источниках в пределах выходов гранитоидов и базальтов в окрестностях плато Ванхоа: концентрации 400–8000 нл/л – превышение фона на два-три порядка, также

бутан и пентан, и содержание гелия до 15 ppm. Это может быть связано с комплексами низко-SiO₂ и высоко-FeO базальтов, тектонические условия распространения которых изучаются в соответствии с современной концепцией геодинамики Индокитайского блока (Касаткин и др., 2015).

Основными результатами, полученными за последние пять лет, и предшествующий им период, являются:

1. Выявлен региональный фон по метану, гелию и водороду на шельфе ЮКМ на основании чего возможно выполнять поиск аномальных газогеохимических зон для оценки перспектив нефтегазоносности.

2. Выделен блок рифта Красной реки, отличающийся повышенным содержанием термогенных и метаморфогенных углеводородных газов, углекислого газа, гелия и водорода, а также характерным распределением биомаркеров (пристан/фитан) углеводородов. К востоку от выделенного блока происходит уменьшение интенсивности аномальных газогеохимических полей.

3. Отмечается, что в пределах континентальной части Вьетнама выходы базальтов и других пород основного состава, а также распространение трещиноватых зон кор выветривания гранитоидов и газоносные месторождения каменного угля вероятнее всего контролируются глубинными проницаемыми зонами.

5. Согласно поддерживаемых нами представлений современной общей теории нефтегазообразования, наличие прямых признаков глубинных зон магматической проницаемости и зон интенсивной тектонической дислоцированности способствует длительному по времени прохождению потока глубинных газов, среди которых присутствует H₂ и CH₄, гелий и «тяжелые» углеводородные компоненты, иногда доминирует углекислый газ и азот, создавая поля концентраций в пресных водах близкие к минеральным водам (острова залива Тонкин) и азотно-углеводородные термы (рифтовая зона Красной реки). Поиск таких зон весьма перспективен также в Центральном Вьетнаме и даст ценную фундаментальную газогеохимическую информацию по центрально-вьетнамскому блоку.

6. Выявлено, что в заливе Бакбо (Тонкин) и его сухопутном обрамлении распространены аномальные полигенетические газогеохимические поля углеводородных газов, гелия, водорода и углекислого газа. Установлено, что поверхностные газогеохимические поля (донных осадков, гидрологических объектов, подпочвенных газов и др.) несут изотопно-газогеохимические метки глубинной, метаморфогенной и термогенной генерации и миграции углеводородных газов, углекислого газа, гелия, водорода, азота и др. При этом генетические метки газового микробинального фона совпадают с Японским и Охотским морями, указывая на их региональный характер (северо-западная часть Тихого океана).

Представленные исследования поддержаны грантом Программы Дальний Восток, проект «Исследование особенностей глубинной флюидодинамики и процессов дегазации литосферы в зоне перехода от континента к зал. Бакбо геофизическими и газогеохимическими методами» (ВАНТ16-005).

В.Б. Каплун

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ДАННЫМ АУДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск

Аудиомагнитотеллурические зондирования (АМТЗ) проведены по профилю с. Троицкое–с. Лидога–п. Ванино вкрест простирания Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП). Всего выполнено 57 пунктов зондирования на профиле длиной около 310 км. Расстояние между пунктами наблюдения составило около 5 км. Регистрация электромагнитного поля Земли проводилась цифровой 24-разрядной станцией MTU-5A с магнитными индукционными датчиками МТС-30, производства фирмы Phoenix (Канада) в диапазоне частот $10^4 \text{ Гц} \div 1 \text{ Гц}$ (режим АМТ). Длина электрических линий составляла 70 м. Установка датчиков и прокладка линий осуществлялась в направлениях – юг-север (X-компонента), запад-восток (Y-компонента). Полученные записи обработаны с использованием программного пакета SSMT2000 и построены амплитудные и фазовые кривые магнитотеллурических зондирования.

Для определения стратегии интерпретации полученных кривых проведен магнитовариационный и магнитотеллурический тесты [1], которые показали, что различные части геоэлектрического разреза характеризуются как одномерная или двумерная среда. В связи с этим проведена инверсия магнитотеллурических данных в рамках одномерной и двумерной модели, и построены геоэлектрические разрезы (рис. а, б). По комплексному анализу геоэлектрических разрезов (рис. а, б) с привлечением геологических данных (рис. в) построена результирующая геоэлектрическая модель (рис. г).

Анализ модели показал следующее:

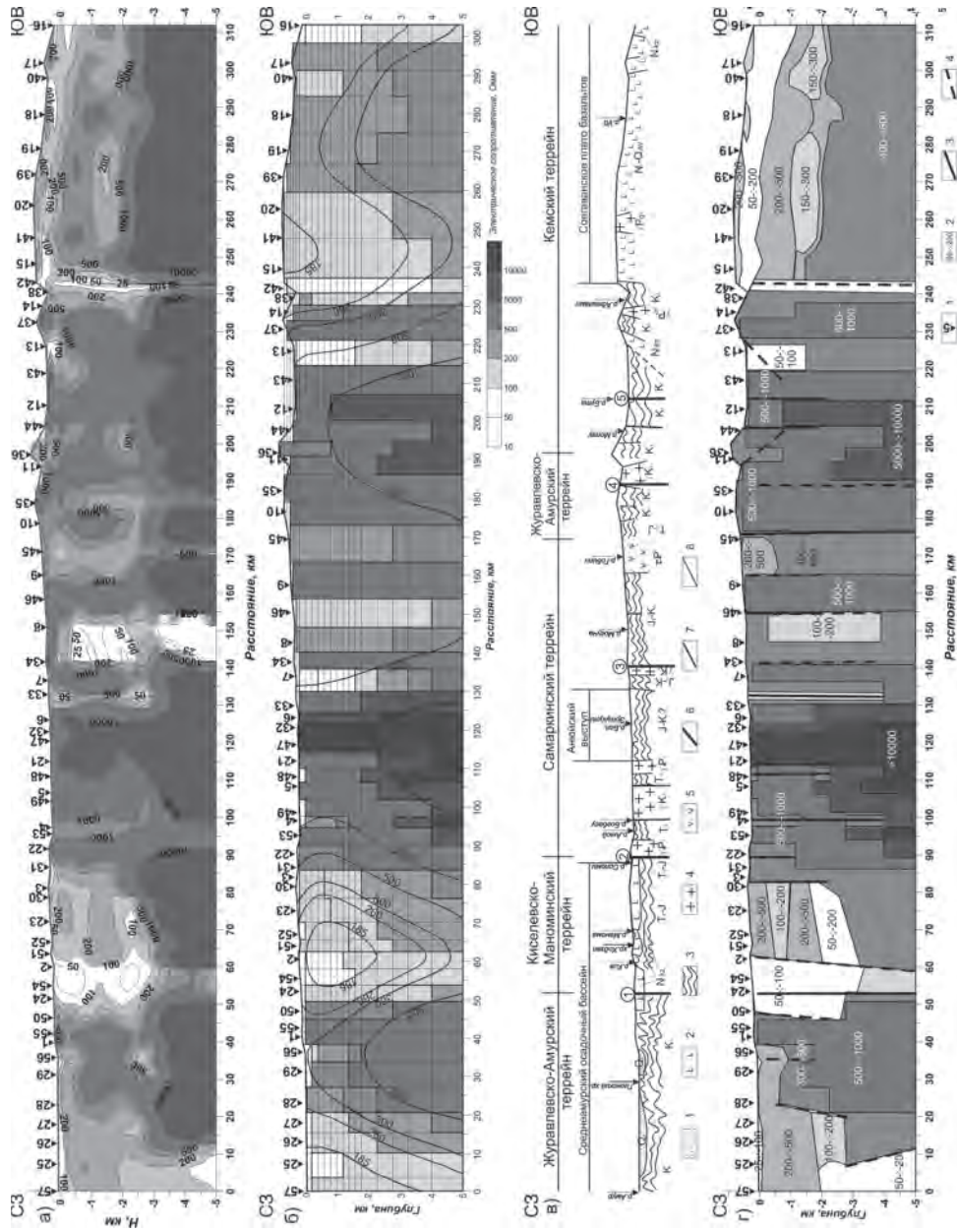
1. САОП представляет собой высокоомную структуру с центральной частью, выходящей на поверхность, и опущенными северо-западным и юго-восточным блоками более низкого электрического сопротивления, отделенные от центральной части глубинными разломами. Высокоомная часть геоэлектрического разреза на глубине свыше 3 км вероятно является консолидированным основанием юрско-мелового возраста, выходящего на поверхность в районе Анюйского выступа.

2. Геоэлектрический разрез САОП имеет сложное слоисто-блоковое строение. Границами между блоками являются глубинные разломы.

Рис. Геологический и геофизические разрезы профиля с. Троицкое–с. Лидога–п. Ванино:

а – геоэлектрический разрез, построенный по результатам одномерной интерпретации: цифрами обозначены значения электрического сопротивления в Ом·м; б – геоэлектрический разрез, построенный по результатам двумерной интерпретации, изолиниями показано сглаженное распределение электрического сопротивления для двумерной модели, в Ом·м; в – геологический разрез верхней части земной коры, построенный с использованием карт масштаба 1:200 000 [2– 7], с изменениями: 1 – четвертичные отложения, 2 – базальты; N_{1kz} – кизинская свита, N_2-Q_{sv} – совгаванская свита, 3 – породы складчатого основания различного возраста, 4 – интрузии кислого состава, 5 – вулканические породы щелочного состава, 6 – глубинные разломы, цифры в кружках: 1 – Маноминский, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский, 3 – Кабули-Хорский, 4 – Верхнеанюйский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 7 – второстепенные разломы, 8 – структурные границы;

г – геоэлектрический разрез, построенный по результатам одномерной и двумерной интерпретации: 1 – пункты зондирования и их номера, 2 – значения электрического сопротивления в Ом·м, 3 – разломы, выделенные по геологическим данным, 4 – разломы, выделенные по данным АМТЗ;



3. Высокоомная центральная часть имеет сложное строение и делится на два блока Кабули-Хорским разломом. Западнее от разлома выделяется область наиболее высоких сопротивлений, соответствующая на поверхности Анюйскому блоку высокометаморфизованных пород, ядро которого располагается на глубине свыше 3 км. Между Кабули-Хорским и Верхнеанюйским разломами разрез характеризуется сильной раздробленностью с чередованием блоков повышенного и пониженного электрического сопротивления. Далее на юго-восток почти до Совгаванского плато базальтов разрез имеет более однородное строение.

4. Наложённый на САОП Среднеамурский осадочный бассейн имеет слоисто-блоковое, грабенообразное строение верхней трехкилометровой толщи осложненной глубинным Маноминским разломом, характеризующегося широкой, около 5 км, вертикальной зоной низких сопротивлений 50–100 Ом·м. Здесь выявлена структура благоприятная для генерации углеводородов пространственно совпадающая с северной частью Нижнеанюйского грабена. В крайней северо-западной части разреза, от его основания до глубины 2 км, выделяется зона низких электрических сопротивлений, природа которой пока неясна.

5. Юго-восточная часть САОП, перекрытая наложенным на него Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом, представленного Совгаванским плато базальтов, имеет слоистое строение 2-х километровой верхней части, с чередованием слоев повышенного и пониженного сопротивлений, наклоненных в сторону береговой линии и залегающих на высокоомном относительно однородном основании.

6. Глубинные разломы выделяются на геоэлектрических разрезах вертикальными зонами низкого сопротивления. Наиболее отчетливо проявился Маноминский разлом, характеризующийся широкой зоной низкого сопротивления секущей разрез на всю его мощность. Центральный Сихотэ-Алинский разлом выделяется широкой зоной вертикальных неоднородностей повышенного и пониженного сопротивления лишь верхней части геоэлектрического разреза. Не нашел своего отражения на геоэлектрических разрезах Восточно-Сихотэ-Алинский разлом. Выделена узкая зона пониженного электрического сопротивления на границе с Совгаванским плато базальтов, которая трактуется как глубинный разлом, по которому происходило излияние базальтов.

7. Выявлено хорошее соответствие структуры геоэлектрического и сейсмогеологического разреза [8, 9]. Подтверждено слоисто-блоковое строение верхней части земной коры и расположение разломных зон вдоль профиля исследований.

8. Выявлено существенное несовпадение выделенных границ блоков верхней части земной коры с границами террейнов, особенно в юго-восточной части профиля, что связывается с различиями поверхностного и глубинного геологического строения вызванного латеральными перемещениями отдельных горизонтов верхней части земной коры.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН №15-1-2-068.

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.
2. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. М-54-XXVII. Госгеолтехиздат, М., 1957.
3. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. М-54-XXVI. Главное управление геодезии и картографии, Министерство геологии СССР, М., 1966.
4. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. М-54-XXV. Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение «Аэрогеология», Министерство геологии СССР, М., 1975.

5. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. М-53-XXX. Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, Л., 1985.
6. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. М-53-XXIII. Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, Л., 1986.
7. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. М-53-XXIV. Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, Л., 1986.
8. Потапов С.В. Авиасейсмические исследования земной коры М.: Наука, 1977. 170 с.
9. Потапов С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1980, С. 43–53.

В.Б. Каплун, А.К. Бронников

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ
ПО ПРОФИЛЮ С. ТРОИЦКОЕ–С. ЛИДОГА–П. ВАНИНО ПО РЕЗУЛЬТАТАМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВОя РАН, ул. Ким Ю Чена 65,
г. Хабаровск*

По результатам магнитотеллурических зондирований (МТЗ), выполненных в широком частотном диапазоне от 10^4 до 10^{-3} Гц в северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП), проведено трехмерное численное моделирование и построен геоэлектрический разрез до глубины 150 км. Профиль начинается на правом берегу р.Амур к югу от с.Троицкое и заканчивается в 8 км к юго-западу от п.Ванино, пересекая САОП с северо-запада на юго-восток вкрест его простираения. Всего выполнено 57 зондирований на профиле длиной около 310 км.

На геоэлектрическом разрезе (рис. а) выделены следующие характерные особенности.

1. Геоэлектрический разрез имеет трехслойное строение: верхний слой высокого электрического сопротивления подстилается проводящим слоем в основании которого залегает слой повышенного сопротивления.

2. Верхний высокоомный слой, сопоставляемый с земной корой, имеет электрические сопротивления превышающие 1000 Ом·м. Его мощность колеблется от 20 до 40 км. Слой состоит из блоков, границей между которыми служат зоны низкого электрического сопротивления, воздымающиеся из подстилающего его проводящего слоя и, в основном, совпадающие с выделенными по геологическим данным глубинными разломами. Всего выделяется четыре блока.

Первый блок мощностью 20–30 км расположен в северо-западной части профиля и отделен от соседнего блока Маноминским разломом. Этот блок, согласно [4], соответствует Приамурской зоне Сихотэ-Алинского орогенного пояса с наложенным на нее Среднеамурским осадочным бассейном.

Второй блок ограничен с юго-востока Кабули-Хорским разломом, имеет мощность до 40 км и высокое сопротивление свыше 10000 Ом·м, которые соответствуют Анюйскому выступу высокометаморфизованных осадочных пород юрско-раннемелового возраста [2].

Третий блок выделяется далее по профилю вплоть до начала Совгаванской вулканической зоны [4], совпадающей с Совгаванским плато базальтов. Этот блок имеет мощность от 30 до 40 км, высокие электрические сопротивления и характеризуется строением, осложненным Верхнеанюйским разломом, разбивающим его на два более мелких блока.

Четвертый блок, мощностью около 30 км, имеет относительно однородное строение, совпадает с Совгаванской вулканической зоной и отделен от соседнего блока узкой зоной пониженного сопротивления, которую можно трактовать как глубинный разлом.

3. Не все глубинные разломы, выделяемые по геологическим данным [1], являются таковыми на геоэлектрическом разрезе. Нашли свое отражение Маноминский, Кабули-Хорский и частично Верхнеанюйский разломы в виде субвертикальных зон низкого сопротивления. Центральный Сихотэ-Алинский разлом практически не выделяется на

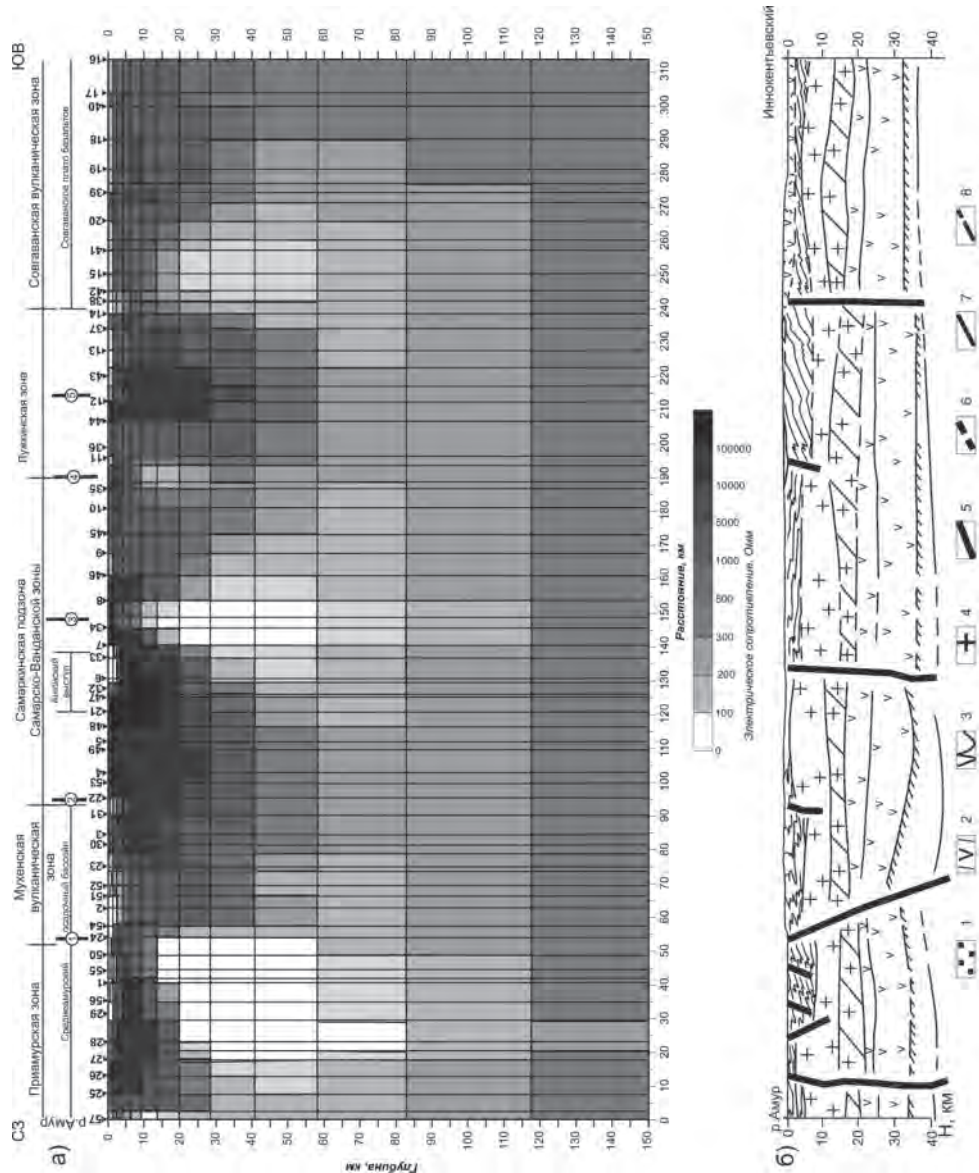


Рис. 3. Геофизические разрезы. а – геоэлектрический разрез литосферы по профилю с.Троицкое – с.Лидога – п.Ванино, построенный по результатам трехмерной интерпретации. Цифры в кружках – основные разломы: 1 – Маноминский, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский, 3 – Кабули-Хорский, 4 – Верхнеанойский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский. Перевернутые треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера; 6 – юго-восточная часть сейсмогеологического разреза Литовко-Иннокентьевский из работы [3], с упрощениями: 1 – осадки наложенных впадин третичного возраста, 2 – вулканогенно-осадочный слой, 3 – складчатокристаллический фундамент, 4 – «гранито-метаморфический слой», 5 – разрывные нарушения по сейсмическим данным, 6 – разрывные нарушения по геологическим данным, 7 – сейсмические границы достоверные, 8 – сейсмические границы предполагаемые.

геоэлектрическом разрезе. Его положению соответствует лишь незначительная аномалия пониженного сопротивления в верхней части земной коры. Также не нашел своего отражения на геоэлектрическом разрезе и Восточно-Сихотэ-Алинский разлом. В то же самое время узкая зона пониженного сопротивления на границе между третьим и четвертым блоками и не нашедшая своего отражения на тектонических картах, вероятно, является глубинным разломом, который возможно соответствует продолжению Восточного сдвига, выделенного В.П. Уткиным [5].

4. Проводящий слой, подстилающий земную кору, имеет неоднородное строение и меняет свои электрические параметры при движении с северо-запада на юго-восток. Мощность его варьирует от подошвы земной коры до глубины 60–80 км. Наименьшее значение электрического сопротивления наблюдается в северо-западной части разреза под Среднеамурским осадочным бассейном, где оно составляет первые десятки Ом·м. При движении на юго-восток его сопротивление увеличивается до 100 Ом·м под северо-западной частью Совгаванской вулканической зоны, а далее он не прослеживается.

5. Третий слой геоэлектрического разреза на глубинах 80–150 км сопоставляется верхнемантийному слою повышенного сопротивления. На геоэлектрическом разрезе он представлен двумя слоями: первый, в диапазоне глубин 80–120 км с сопротивлением 200–300 Ом·м, второй, в диапазоне глубин 120–150 км и сопротивлением 300–500 Ом·м. Характерной особенностью этих слоев является их достаточно крутое воздымание к подошве земной коры под Совгаванской вулканической зоной которое и ограничивает распространения подкорового проводящего слоя в юго-восточном направлении.

6. Сопоставление геоэлектрического разреза (рис. а) с сейсмогеологическим разрезом [3] (рис. б) показало их хорошее соответствие друг другу. Отмечается совпадение местоположения и глубина заложения всех разломов. Маноминский, Кабули-Хорский и Восточный разломы имеют мантийное заложение, а Центральный Сихотэ-Алинский и Верхнеануйский разломы выделяются как верхнекоровые. Восточно-Сихотэ-Алинский разлом не нашел своего отражения на сейсмогеологическом разрезе. Отмечается близкое соответствие мощности верхнего высокоомного слоя с мощностью земной коры по сейсмическим данным. Здесь также отмечается совпадение участков потери корреляции границы М с зонами низкого электрического сопротивления, проникающих снизу к дневной поверхности.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-17-00015.

Литература

1. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
2. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Владимиров В.Г., Касаткин С.А. Геохимические особенности пород Анойского метаморфического купола (Сихотэ-Алинь): состав протолитов и возможная природа метаморфизма // Геохимия. 2014. № 3. С. 249–266.
3. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1980. С. 43–53.
4. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
5. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 4. С. 955–958.

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I. Структура литосферы и тектоническая эволюция Азии

<i>Андрончик В.В., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Голозубов В.В., Диденко А.Н.</i> Предварительные результаты палеомагнитных исследований меловых осадочных пород силасинской и кемской свит (юг Дальнего Востока России).....	6
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Особенности геоморфологии и тектоники пролива Буссоль (Курильские острова).....	10
<i>Войнова И.П.</i> Индикаторная роль петрохимии вулканитов мезозойских аккреционных комплексов юга Дальнего Востока для реконструкции геотектонических обстановок вулканизма западной Палеопацифики	14
<i>Горнов П.Ю.</i> Тепловое поле континентальных окраин Востока Евразии	18
<i>Дербек И.М.</i> Буря-Цзямусинский супертеррейн: тектоническая позиция и геодинамические процессы в позднем мезозое–кайнозое.....	22
<i>Жуланова И.Л., Гагиева А.М., Третьякова Н.И.</i> Тектоника и геодинамика зоны перехода от Омолонского палеомикроконтинента к Корякскому палеоокеану (Северо-Восток Азии)	25
<i>Зимин П.С.</i> Тектоника и развитие центральной котловины Японского моря по магнитным данным	29
<i>Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.</i> Особенности глубинного строения области сочленения океанических и континентальных структур юга Дальнего Востока России	31
<i>Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П.</i> Раннеэоценовый этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	35
<i>Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Проскурнин В.Ф., Богомолов Е.С., Зелепугин В.Н., Родионов Н.В., Юрченко Ю.Ю.</i> Палеопротерозойский кристаллический фундамент Юровского поднятия (Охотский массив) – U-Pb-SHRIMP геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические данные	39
<i>Куликов В.С.</i> Обзорная геологическая карта ЮВ Фенноскандии м-ба 1:750 000: новые методики создания	43
<i>Куликова В.В.</i> О палеоархейском Водлозерском блоке и проблемах его изучения.....	47
<i>Куликова В.В., Куликов В.С.</i> Докембрийский палеорифтогенез на Востоке Фенноскандии.....	51
<i>Лепешко В.В., Казанский Б.А., Зимин П.С., Мельниченко Ю.И.</i> О структурах рельефа и гравитационного поля в районе Азиатско-Тихоокеанского сочленения	55
<i>Ломтев В.Л.</i> Тектонические холмы СЗ плиты Пацифики	59
<i>Ломтев В.Л.</i> Инъективные холмы СЗ плиты Пацифики.....	63
<i>Манилов Ю.Ф.</i> Дизъюнктивная тектоника северного Сихотэ-Алиня	67
<i>Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П.</i> Динамическая тектоника мезозойской складчатости в Сихотэ-Алине.....	70
<i>Песков А.Ю., Диденко А.Н., Гурьянов В.А.</i> Новые данные о намагниченности мафит-ультрамафитов кунманьского интрузивного комплекса (юго-восток Алдано-Станового щита)	74
<i>Петров А.Н.</i> Вопросы тектонической терминологии и построение математических моделей в структурной геологии	77
<i>Прокудин В.Г.</i> Тектоника Центральной котловины Японского моря	81
<i>Съедин В.Т., Колесник О.Н.</i> Фосфиды в вулканических породах Японского моря	85
<i>Уткин В.П.</i> Структурообразующее течение коровых масс Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (АТЗП).....	89
<i>Цыганкова И.П.</i> Моделирование глубинной структуры центральной части Яно-Колымского	

орогенного пояса.....	93
<i>Ярмолюк В.В., Козловский А.М.</i> Раннепротерозойское ювенильное горообразование и его роль в формировании докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса (на примере Хангайской группы террейнов Монголии).....	96
<i>Qiu Ruizhao, Zhou Su, Tan Yongjie, Liu Zhigang, Xiao Qinghui, Feng Yao, Zhang Guoqing.</i> Deep Setting of the Large-scale Magmatism and Mineralization in the Late Mesozoic of East China.....	99

Раздел II. Петрология, геохимия и минерагения

<i>Бакулин Ю.И.</i> Палеоустье реки Амур как объект территории опережающего развития	102
<i>Бердников Н.В., Невструев В.Г.</i> Геотектонические условия образования железо-марганцевых месторождений на юге Дальнего Востока России	104
<i>Голубева Е.М., Кондратьева Л.М., Полевская О.С., Штарева А.В.</i> Особенности элементного состава воды в карстовой пещере Прощальная (Дальний Восток).....	108
<i>Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З., Носырев М.Ю.</i> Геологическое строение и металлогения Станового глубинного разлома в междуречье р.р. Оконой – Купури	112
<i>Гурович В.Г.</i> Сравнительная характеристика физических свойств пород Нижнеамурского позднемелового–палеоценового металлогенического пояса (на примере месторождений Белая Гора и Бухтыанское)	115
<i>Ершов В.В.</i> Геохимические характеристики продуктов грязевого вулканизма Керченского полуострова	120
<i>Иволга Е.Г., В.Г. Гурович, Манилов Ю.Ф.</i> Особенности размещения объектов золоторудной минерализации Ульинской впадины в структурах литосферы.....	123
<i>Козлова О.В., Гильманова Г.З.</i> Рудные объекты в геологических структурах юга Дальнего Востока как материал для статистических исследований	127
<i>Копылов М.И.</i> Геодинамика золото-медных месторождений порфирирового типа юга дальневосточного региона.....	131
<i>Копылов М.И.</i> Тектоника и структурный шаг контроля оруденения	135
<i>Крук Н.Н., Голозубов В.В., Крук Е.А., Касаткин С.А.</i> Геохимическая типизация и источники метapelитов метаморфических комплексов Южного Приморья.....	139
<i>Крюков В.Г.</i> Вольфрам-золоторудный тип в порфирировом семействе месторождений юга Дальнего Востока.....	142
<i>Крюков В.Г.</i> Дяппе – перспективное месторождение золота в черносланцевом комплексе Приамурья	146
<i>Кулаков В.В.</i> Тектонические условия формирования месторождений минеральных вод континентальной части Востока России.....	150
<i>Мельников А.В.</i> Тектоническая позиция платиноносных базит-ультрабазитовых массивов Северо-Становой металлогенической зоны (Верхнее Приамурье)	154
<i>Мельников А.В.</i> Приуроченность некоторых платиноносных базит-ультрабазитовых массивов к глубинным разломам (Дамбукинский рудный район, Верхнее Приамурье).....	159
<i>Митрохин А.Н., Семеняк Б.И., Уткин В.П., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г.</i> Структурно-динамический контроль рудно-магматических проявлений Комсомольского района на предрудном этапе его формирования	163
<i>Мишин Л.Ф.</i> Влияние окислительных условий на состав аксессуарных минералов и химический состав породообразующих темноцветных минералов в магматических породах.....	167
<i>Мочалов А.Г., Якубович О.В., Саватенков В.М.</i> Новые данные о развитии минералого-геохимических типов платинометалльных рудопроявлений и самородков щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия)	171
<i>Нигай Е.В.</i> Особенности размещения благороднометалльного оруденения в тектонических	

структурах Верхнеколымского региона.....	175
<i>Округин В.М., Шишканова К.О.</i> Некоторые особенности минерального состава руд Виллючинского рудопроявления (Камчатка).....	179
<i>Рябова Е.А.</i> Геохимические особенности и условия образования гранитоидов Прибрежного пояса (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс).....	183
<i>Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Котляров А.В.</i> Эволюция магматических систем в процессах формирования базит-гипербазитовых интрузивных комплексов Гулинского массива, север Сибирской платформы: данные по минералам и расплавленным включениям.....	187
<i>Симонов В.А., Приходько В.С., Котляров А.В., Ступаков С.И., Васильев Ю.Р.</i> Условия мантийных магматических систем, сформировавших ультраосновные платиноносные массивы на Сибирской платформе.....	191
<i>Скляров Е.В., Гладкокуб Д.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Старикова А.Е., Шарыгин В.В.</i> Роль процессов ликвации в генезисе руд Катугинского редкометалльного месторождения (Удоканский хребет).....	194
<i>Харченко Т.А., Валитов М.Г.</i> Петрофизика магматических комплексов островов Попова и Русский (залив Петра Великого, Японское море).....	198
<i>Черепанов А.А., Диденко А.Н., Бердников Н.В., Штарева А.В.</i> Редкоземельная и рудная минерализация углеродистых сланцев Мельгинского прогиба.....	202
<i>Шнайдер А.А., Ручкин Г.В., Леонов В.П.</i> Оценка перспектив рудоносности и сопутствующих компонентов (редких, урановых, редкоземельных элементов) на Стланиковом рудопроявлении Дальнего Востока.....	206
<i>Юшманов Ю.П.</i> Золоторудные столбы и штокверки Агние-Афанасьевского и Покровско-Троицкого месторождений в Нижнем Приамурье.....	210
<i>Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М.</i> Белогорский золоторудный рудный узел (Нижнее Приамурье): глубинное строение и рудно-магматическая зональность.....	213
<i>Yongheng Zhou, Jun Shao, Qingzhong Bao, Dongfang Zhao, Hongbo Wang, Jing Zhang, Lu Chai, Zhehuan Zhang, Taotao Wu.</i> Maoling veinlet-disseminated gold deposits in Liaoning province, China.....	218

Раздел III. Сейсмология, сейсотектоника и современная геодинамика

<i>Борисова А.А., Малеев Д.Ю.</i> Зависимость максимальной магнитуды от возраста кристаллического фундамента на примере Центрального Сихотэ-Алинского разлома.....	227
<i>Викулин А.В.</i> Реидная тектоника.....	229
<i>Герус А.И., Викулин А.В.</i> Параметры очага землетрясения в ротационной модели.....	233
<i>Джурик В.И.</i> Опыт и методика районирования сейсмической опасности территорий Восточного фланга Байкальской сейсмической зоны.....	237
<i>Диденко А.Н., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В., Архипов М.В.</i> Формализованный анализ сейсмичности Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий за последние 150 лет.....	241
<i>Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И.</i> О волновых свойствах геодинамического процесса.....	245
<i>Еришов В.В.</i> Подходы к содержательной интерпретации проявлений сейсмичности в деятельности грязевых вулканов.....	249
<i>Кокочкин А.А.</i> Особенности неоплейстоцен-голоценовой эволюции восточной части Альпийско-Гималайского подвижного пояса.....	253
<i>Кокочкин А.А.</i> Неоплейстоценовый рубеж в эволюции Земли и его геологические индикаторы.....	257
<i>Кудымов А.В., Архипов М.В.</i> Тектонофизические условия активизации главных разломов Нижнего Приамурья в кайнозое, происхождение и развитие сопряженных с ними	

впадин	261
<i>Лунева М.Н., Пупатенко В.В.</i> Сейсмическая анизотропия Северо-Востока Азии по данным расщепленных <i>S</i> и <i>ScS</i> волн от сильных землетрясений	263
<i>Лунина О.В., Гладков А.С.</i> Комплексование методов структурной геологии и георадиолокации для исследования активных разломов и сопутствующих геологических процессов	267
<i>Лунина О.В.</i> Цифровая карта и база данных разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии	269
<i>Меркулова Т.В.</i> Роль разломной тектоники в формировании сейсмоактивных зон Восточного Приамурья	272
<i>Онухов Ф.С., Меркулова Т.В.</i> Неотектонический роллинг блоков в условиях сдвиговых дислокаций	276
<i>Петров А.Н.</i> Отображение и анализ современных движений земной коры	279
<i>Пупатенко В.В., Шестаков Н.В.</i> Характеристики GNSS-приемника как сейсмического инструмента	282
<i>Серебрянников С.П.</i> Районирование техногенной опасности земляных плотин на основе количественных характеристик колебаний грунтов при сильных землетрясениях Востока Азии	286
<i>Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Валитов М.Г., Гильманова Г.З., Стусь Ю.Ф., Калиш Е.Н.</i> Измерения методами космической геодезии и гравиметрии на Востоке России	290

Раздел IV. Тектоника и углеводородный потенциал осадочных бассейнов Востока Азии

<i>Варнаровский В.Г.</i> Алдано-Майский осадочный бассейн (юго-восток Северо-Азиатского кратона): палеогеодинамика, углеводородный потенциал	295
<i>Кириллова Г.Л.</i> Постколлиззионные структуры вдоль Джагдинского звена Монголо-Охотской сутуры: Зейско-Удский и Норско-Селемджинский осадочные бассейны	298
<i>Крапивенцева В.В., Вялов В.И., Наставкин А.В., Чернышев А.А., Шарова Т.В.</i> Состав и распределение редкоземельных элементов в углях и углистых глинах Ушумунского бурогольного месторождения в Бирофельдском грабене Среднеамурского осадочного бассейна и оценка их промышленного потенциала	301
<i>Кузнецов В.Е., Варнаровский В.Г.</i> Венд-рифейские комплексы Алдано-Майского осадочного бассейна и Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления (юго-восток и юго-запад Северо-Азиатского кратона): сравнительный анализ, нефтегазоносность	305
<i>Малиновский А.И.</i> Терригенные отложения кайнозой юга Западно-Сахалинского прогиба: состав и происхождение	308
<i>Медведева С.А.</i> Примеры применения данных о вещественном составе терригенных пород для различных реконструкций	312
<i>Обжиров А.И., Развозжаева Е.П., Шакиров Р.Б., Югай И.Г.</i> Предварительные результаты газогеохимической съемки по снегу в Кындалском грабене (Хабаровский край)	316
<i>Развозжаева Е.П.</i> Строение осадочного чехла Алдано-Майского прогиба по результатам сейсмостратиграфического анализа	320
<i>Савченко И.Ф., Белозеров Н.И., Гиренко И.В.</i> Биосферный и геодинамический аспекты углеводородного потенциала региональной геологической структуры	324
<i>Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В.</i> Состав и возраст пород питающих провинций для терригенных отложений условно нижне-среднедевонской сланцево-песчаниковой толщи северо-восточной части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса	328
<i>Сорокин А.П., Артеменко Т.В.</i> Структурные, палеогеографические и геодинамические предпосылки формирования горючих полезных ископаемых Зейско-Буреинского	

бассейна	332
<i>Сорокин А.П., Рождествина В.И.</i> Особенности процессов дегазации при внедрении газовой-жидких флюидов в угленосные толщи (на примере Ерковецкого бурогоугольного месторождения, Среднее Приамурье).....	336
<i>Стрыжак В.П., Кабышев Ю.Б., Стрижак Л.И., Василенко Л.Н.</i> Перспективы промышленной добычи углеводородов для традиционных и нетрадиционных типов природных резервуаров и их геолого-экономические критерии.....	339
<i>Сырбу Н.С.</i> Аномалии гелия и водорода в гидратоносных осадках присахалинского склона.....	343
<i>Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Сырбу Н.С., Ле Дык Ань.</i> Газогеохимические поля западной части Южно-Китайского моря.....	346
<i>Каплун В.Б.</i> Строение верхней части земной коры северного Сихотэ-Алиня по данным аудиоманнителлурических зондирований	350
<i>Каплун В.Б., Бронников А.К.</i> Геоэлектрический разрез литосферы северного Сихотэ-Алиня по профилю с. Троицкое–с. Лидога–п. Ванино по результатам магнитотеллурических зондирований	354

Научное издание

ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ
ВОСТОКА АЗИИ

IX Косыгинские чтения
Материалы всероссийской конференции
13–15 сентября 2016

Издано по решению Ученого совета Института тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
680000, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Отпечатано в типографии ООО «Амурпринт»,
680006, г. Хабаровск, ул. Ангарская, 5б.
Формат 70×100 ¹/₁₆. Бумага офсетная.
У.-изд. л. 26,48. Усл. печ. л. 28,7.
Печать офсетная. Гарнитура Times.
Заказ № 2/391. Тираж 225 экз.