



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



*Посвящается
110-летию со дня рождения
академика Ю.А. Косыгина,
50-летию основания
Института тектоники и
геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН*

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

МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

15–18 СЕНТЯБРЯ 2021, г. ХАБАРОВСК

Хабаровск

2021

УДК 551:550.3:550.4

Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: XI Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции с международным участием, 15–18 сентября 2021, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. – Хабаровск : ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2021. – 244 с.

ISBN

В сборнике материалов XI конференции, посвященных 110-летию со дня рождения академика Ю.А. Косыгина и 50-летию основания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, опубликованы результаты изучения проблем тектоники и геодинамики литосферы, глубинного строения, минерагении, сейсмичности и сейсмотектоники региона.

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

Материалы конференции публикуются в авторской редакции.

Председатель Оргкомитета конференции чл.-корр. РАН А.Н. Диденко
Ученый секретарь конференции к.г.-м.н. Ю.Ф. Манилов

Утверждено к печати Ученым советом Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН Дальневосточного отделения Российской академии наук

Проведение конференции и издание материалов осуществляется при финансовой поддержке Министерства образования и науки Хабаровского края (грант № 48с/2021).

Tectonics, Deep Structure and Minerageny of Eastern Asia: XI Readings in Memory of Academician Kosygin. Proceedings of the All-Russia Conference with International Participation, September 15–18, Khabarovsk / Eds.-in-chief A.N. Didenko and Yu.F. Manilov. – Khabarovsk: Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, 2021. – 244 p.

These proceedings are comprised of conference papers of the XI All-Russia Conference (Readings) dedicated to the 110th anniversary of the birth of Academician Yu.A. Kosygin and the 50th anniversary of the establishment of the Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, which report on the results of research encompassing tectonics and geodynamics of the lithosphere, deep structure, minerageny, seismicity, and seismotectonics of the region.

Key words: tectonics and geodynamics of eastern Asia, deep structure, seismotectonics, petrology, minerageny.

Author-created versions of research papers will be published in the conference proceedings collection.

ISBN

© ИТиГ ДВО РАН, 2021

ПРЕДИСЛОВИЕ

Дорогие коллеги, в Ваших руках материалы XI Косыгинских чтений «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии». Решение об организации этой конференции на регулярной основе было принято Институтом тектоники и геофизики ДВО РАН в 1996 году в память о его основателе и первом директоре – академике Юрии Александровиче Косыгине. В январе этого года исполнилось 110 лет со дня его рождения.

Юрий Александрович Косыгин родился 22 января (по новому стилю) 1911 года в городе Санкт-Петербург в семье студента Горного института Александра Ивановича и Зои Александровны, урожденной фон Глен, Косыгиных. Впоследствии А.И. Косыгин стал крупным геологом-нефтяником, сподвижником академика И.М. Губкина, профессором Московской горной академии. А.И. Косыгин в 1938 году был арестован как «японский шпион» (в 1925–27 гг. исследовал Охинское нефтяное месторождение на о. Сахалин), скончался в одном из магаданских лагерей в 1940 году.

В 1931 году Ю.А. Косыгин окончил Московский нефтяной институт имени И.М. Губкина, после окончания которого сразу же был направлен в трест «Туркменнефть», где проработал до 1935 года и прошел путь от геолога до директора геологоразведочного управления. В 1935–39 гг. – научный сотрудник Института горючих ископаемых АН СССР, одновременно – ассистент, затем доцент Московского нефтяного института им. И.М. Губкина, где в 1939 году был избран заведующим кафедрой. В 1940 году защитил кандидатскую диссертацию на тему «Тектоника северо-восточной части Эмбенской нефтеносной области».

С 1941 по 1945 годы Ю.А. Косыгин участвовал в Великой Отечественной войне. После окончания войны был уволен в запас в звании инженер-майора интендантской службы.

С 1945 по 1955 годы работал в Институте геологических наук АН СССР, а после реорганизации последнего до 1958 года в Геологическом институте АН СССР. Все эти годы он также преподавал в Московском нефтяном институте, затем в Академии нефтяной промышленности. В 1947 году защитил докторскую диссертацию на тему «Соляная тектоника платформенных областей». В 1949 году присвоено звание профессора.

С 1958 года в жизни Ю.А. Косыгина начинается новый период – Сибирский. До 1970 года он работает заведующим лабораторией тектонической карты, а затем отделом геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР. Последний был организован в 1957 году в числе первых десяти институтов Сибирского отделения в Новосибирске. В 1959 году, в связи с открытием Новосибирского государственного университета, организовал и возглавил кафедру общей геологии и геологии СССР. В 1958 году избран членом-корреспондентом АН СССР.

В 1970 году Ю.А. Косыгин переезжает в город Хабаровск, где год проработал директором Хабаровского комплексного научно-исследовательского института ДВНЦ АН СССР, а уже в 1971 году организовал Институт тектоники и геофизики, который возглавлял до 1988 года. В это же время являлся заместителем председателя Президиума Дальневосточного научного центра, а затем Дальневосточного отделения АН СССР. С 1988 по 1994 годы являлся Почётным директором Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. В 1970 году избран действительным членом Академии наук СССР. В 1981 году за выдающиеся заслуги в области геологии присвоено звание Героя Социалистического Труда.

Умер Ю.А. Косыгин на 84 году своей жизни 25 января 1994 года в Хабаровске.

Последние 24 года своей жизни академик Ю.А. Косыгин посвятил развитию геологических исследований на Дальнем Востоке нашей страны. В эти годы для работы в Институт тектоники и геофизики был приглашен ряд ярких ученых, а также воспитаны молодые исследователи. Все они совместно с Ю.А. Косыгиным заложили основы и принципы научных исследований, практикующиеся сотрудниками Института и поныне. Правда, научные и жизненные «пути» некоторых ученых затем «разошлись» с научными и жизненными воззрениями Ю.А. Косыгина.

В коротком Предисловии к материалам настоящих Косыгинских чтений, посвященных также и 50-летию ИТиГ ДВО РАН, трудно передать все достижения за прошедшие 50 лет его деятельности. Попробуем дать краткую информацию о наиболее значимых, как это представляется авторам, достижениях с позиций современной науки.

В 1970–1980-е годы одними из основных результатов Института и востребованных сотрудниками других как отечественных, так и зарубежных организаций, были тектонические исследования и подготовленные на их основе многочисленные карты различного геолого-геофизического содержания:

- Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, м-б 1:10 000 000, ред. Л.И. Красный;
- Структурно-формационная карта Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса, м-б 1:1 500 000, ред. Л.И. Красный;
- Карта тектоники докембрия континентов, м-б 1:15 000 000, ред. Ю.А. Косыгин;
- Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных территорий (на формационной основе), м-б 1:2 000 000, ред. Ю.А. Косыгин, Л.М. Парфенов;
- Карта магматических формаций Дальнего Востока СССР, м-б 1:2 000 000, ред. Ю.А. Косыгин, В.А. Попеко;
- Карта новейшей тектоники Дальнего Востока, м-б 1:2000000, ред. Г.Ф. Уфимцев.

В 1980–1990-е годы при сохранении ведущего значения работ тектонического плана в Институте активно развиваются геофизические исследования. Проведенный комплекс исследований позволил заново оценить нефтегазовый потенциал Дальнего Востока России:

- подготовлены и изданы Карта тектоники нефтегазоносных областей Дальнего Востока и сопредельных территорий (гл. ред. Ю.А. Косыгин), Карта флюидогеодинамики и нефтегазоносности северо-восточной окраины Азии (ред. О.В. Равдоникас), Структурно-формационная карта нефтегазоносных бассейнов Дальнего Востока;
- на основе этих материалов и совместно с другими геолого-геофизическими научными и производственными организациями для Госплана СССР подготовлен доклад по оценке перспектив нефтегазоносности Дальнего Востока, составлена долгосрочная межведомственная программа научных исследований по проблеме нефтегазоносности Дальнего Востока.

За эти годы опубликовано большое количество монографий, среди которых и труд академика Ю.А. Косыгина «Тектоника», в 1988 г. удостоенный Ленинской премии. При Институте организован научный журнал «Тихоокеанская геология», первый номер которого вышел в январе 1982 г.

Особое место в достижениях ИТиГ ДВО РАН в 80-е и начале 90-х годов прошлого столетия занимают исследования, прежде всего это работы Л.М. Парфенова и Б.А. Натальина как личные, так и в соавторстве с другими учеными, в рамках нового направления в мировой геологии – террейновый анализ и аккреционная тектоника на конвергентных

границах плит. Исследования ИТиГ ДВО РАН в этом направлении приобрели широкую известность как у нас в стране, так и за рубежом.

Среди достижений ИТиГ ДВО РАН в 2000-е годы необходимо выделить организацию и публикацию многотомного издания «Осадочные бассейны Востока России» под руководством Г.Л. Кирилловой, работа над которым продолжается и поныне. К настоящему времени опубликовано 5 томов (Охотско-Шантарский, Татарский, Среднеамурский, Буреинский, Удский и Торомский), ведется работа над последним шестым томом серии, который посвящен Алдано-Майскому осадочному бассейну. Большую известность в геологическом сообществе получили тектоническая карта «Tectonic map of the Central Asia-Pacific belts junction area», м-б 1:1 500 000 и объяснительная записка к ней «Tectonics, deep structure, metallogeny of the Central Asian-Pacific belts junction area», подготовленные сотрудниками ИТиГ совместно с коллегами из Шеньянского геологического института Министерства природных ресурсов КНР и опубликованными под редакцией Л.П. Карсакова и Чжао Чуньцзин.

Большой коллектив ученых ИТиГ ДВО РАН совместно с сотрудниками других геолого-геофизических Институтов ДВО РАН принимал участие в подготовке коллективной монографии «Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России», опубликованной в 2006 году под редакцией академика А.И. Ханчука. Как мы полагаем, хорошим продолжением этих работ явилась и коллективная монография «Глубинное строение и металлогения Востока Азии, подготовленная сотрудниками ИТиГ ДВО РАН и изданная в 2010 г.

К наиболее значимым результатам последнего десятилетия необходимо, полагаем, отнести результаты, полученные Институтом по следующим научным направлениям:

- в области современной геодинамики и глубинного строения юга Дальнего Востока России. На протяжении 2009–2016 годов Институт являлся головной организацией в рамках Целевой комплексной программы ДВО РАН «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России». За время выполнения этой программы были установлены 7 сейсмических и 16 GPS станций, получен уникальный экспериментальный материал по современной сейсмичности и миграции литосферных плит в нашем регионе. Результаты обработки полученной информации были опубликованы в ведущих международных журналах геолого-геофизического профиля;

- в области глубинного строения юга Дальнего Востока России. На основе гравитационных, магнитных, геотермических, геоэлектрических и петрофизических данных построены новые двумерные и трехмерные модели строения земной коры и верхней мантии зоны перехода континент-океан на юге Дальнего Востока России. Изучена глубинная структура литосферы Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и сопредельных территорий, определены особенности дизъюнктивной тектоники на разных глубинных уровнях, выявлены связи геофизических моделей с геодинамикой, сейсмичностью и минерагенией;

- были продолжены работы в развитии террейнового анализа и аккреционной тектоники на конвергентных границах плит. К сожалению, многие годы не удавалось получить палеомагнитные доказательства латеральной миграции террейнов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса, хотя их миграция более чем на тысячу километров предполагалась на основе геолого-структурных и биостратиграфических данных. В последние годы сотрудниками ИТиГ ДВО РАН получены надежные палеомагнитные свидетельства крупноамплитудной миграции ряда террейнов пояса в меловое время;

- изучен новый источник благороднометалльной минерализации на Юге Дальнего Востока – флюидно-эксплозивные системы. Показано, что эксплозивные брекчии, ассоциирующие с железо-марганцевыми рудами Мало-Хинганского рудного района, содержат повышенные (до промышленных) концентрации самородных платины, платиноидов и золота. Формирование таких брекчий связывается с подъемом к поверхности высокодифференцированных флюидонасыщенных расплавов, образующихся в зоне субдукции.

Основная научная тематика нашей конференции вполне устоялась и в последнее десятилетие практически не менялась:

- секция I «Структура литосферы и тектоническая эволюция Азии» посвящена вопросам фундаментальных геолого-геофизических исследований;
- секция II «Петрология, геохимия и минерагения» традиционно посвящена петролого-геохимическим, минерагеническим и петрологическим аспектам тектонических исследований, где особый интерес представляют результаты изучения связей тектоники, магматизма и рудообразования;
- название секции III «Современная геодинамика, сейсмичность и сеймотектоника» само «говорит» за себя. Всестороннее рассмотрение этой научной проблематики будет способствовать, надеемся, решению проблемы прогноза землетрясений, а также фундаментальных вопросов конвергенции океанической литосферы в континентальную;
- секция IV «Строение осадочных бассейнов и их углеводородный потенциал» традиционно посвящена проблемам изучения осадочных бассейнов юга Дальнего Востока.

Совместным решением Оргкомитета конференции и Бюро Междисциплинарного совета «Геодинамика, геомеханика и геофизика» РАН в рамках XI Косыгинских чтений организована специальная секция, посвященная памяти выдающегося геолога современности – академика Николая Леонтьевича Добрецова, который был организатором и бессменным председателем Междисциплинарного совета. Н.Л. Добрецов являлся заведующим лабораторией нашего Института в 1971–1972 гг.

Для настоящего сборника материалы своих докладов прислали более 140 исследователей из научно-исследовательских, учебных и производственных организаций из 16 регионов России, а также Японии и ЮАР. Традиционно своим участием наше совещание поддерживают геологи Дальневосточного отделения РАН из Биробиджана, Благовещенска, Владивостока, Петропавловска-Камчатского, Хабаровска, Южно-Сахалинска. Значительное количество участников представляют академические и отраслевые институты Иркутска, Москвы, Новосибирска, Санкт-Петербурга и Якутска.

Желаем всем успешной работы на нашей конференции!

Проведение научной конференции и публикация материалов осуществлены при финансовой поддержке Министерства образования и науки Хабаровского края (грант № 48с/2021).

Председатель оргкомитета
член-корр. РАН

А.Н. Диденко

Ученый секретарь

Ю.Ф. Манилов

РАЗДЕЛ I

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АЗИИ

**Архипов М.В.¹, Диденко А.Н.¹, Ото Ш.², Песков А.Ю.¹,
Кудымов А.В.¹, Нагата М.²**

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ПОРОД КОМСОМОЛЬСКОЙ СЕРИИ

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

²Высшая школа науки и техники Университета г. Тоёма, Япония (Graduate School of Science and Engineering, University of Toyama, Japan).

В настоящей работе представлены данные по геохронологии детритовых цирконов, отобранных из нижнемеловых отложений Журавлевско-Амурского террейна [2, 7]. Две пробы песчаников были отобраны из отложений горинской (17100501) и пионерской (17100303) свит, отложения которых выполняют значительную по площади часть Горинской структурно-формационной зоны Журавлевско-Амурского террейна [3, 4, 5].

Горинская свита имеет преимущественно песчаниковый состав и содержит прослои алевролитов, линзы гравелитов, конгломератов, седиментационных брекчий. Свита была выделена Е.Б. Бельтеневым в 1956 г. в нижнем течении р. Горин. Нижняя и верхняя части свиты характеризуются резким преобладанием песчаников, средняя представляет собой чередование пачек ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников. По фауне бухий и растительным остаткам возраст отложений горинской свиты определен в интервале поздняя юра-ранний мел [1]. Однако, согласно [3], образования горинской свиты имеют берриасский возраст.

Пионерская свита согласно перекрывает отложения горинской свиты. Она сложена в основном алевролитами, среди которых отмечаются массивные и слоистые разновидности (горизонтальнослоистые, линзовиднослоистые, косослоистые и др.). Кроме этого, рассматриваемые отложения содержат пласты мелкозернистых песчаников, пачки ритмичного переслаивания алевролитов, песчаников и гравелитов. Нижняя часть свиты сложена тонкослоистыми алевролитами, содержащими пласты мелкозернистых песчаников и пачки (55–180 м) переслаивания алевролитов и песчаников, верхняя – более однородна и сложена преимущественно алевролитами как массивными, так и слоистыми. Возраст пионерской свиты установлен по многочисленным находкам остатков бухий берриаса-валанжина, а также по радиоляриям этого же возраста [5].

Необходимо отметить, что недавние биостратиграфические исследования в опорном разрезе комсомольской серии на правом берегу р. Амур, напротив г. Комсомольск-на-Амуре существенно уточнили возраст выделяемых здесь толщ [6]. «Толща ритмичного переслаивания» отвечает верхневолжскому подъярсу, вышезалегающая «алевролитовая толща» соответствует верхам верхневолжского подъяруса – резанского яруса, а самая верхняя «песчаниковая толща» – нижнему валанжину.

Проведено геохронологическое изучение детритовых цирконов двух проб из песчаников пионерской и горинской свит Комсомольской серии, отобранных на правом берегу р. Амур напротив г. Комсомольск-на-Амуре.

Для пробы № 17100501, отобранной из горинской свиты, возраст самой молодой популяции детритовых цирконов составляет 132.3 ± 5.2 млн лет (рис.), помимо этого обнаружено еще 5 цирконов раннемелового возраста в диапазоне от 136.3 ± 3.3 до 139.4 ± 3.7 млн лет, что согласуется с биостратиграфическим валанжинским возрастом свиты [4]. Всего в пробе обнаружено 104 зерна циркона, из которых 68 имеют конкордантные значения возраста. Большинство цирконов (22 зерна) имеют юрский возраст.

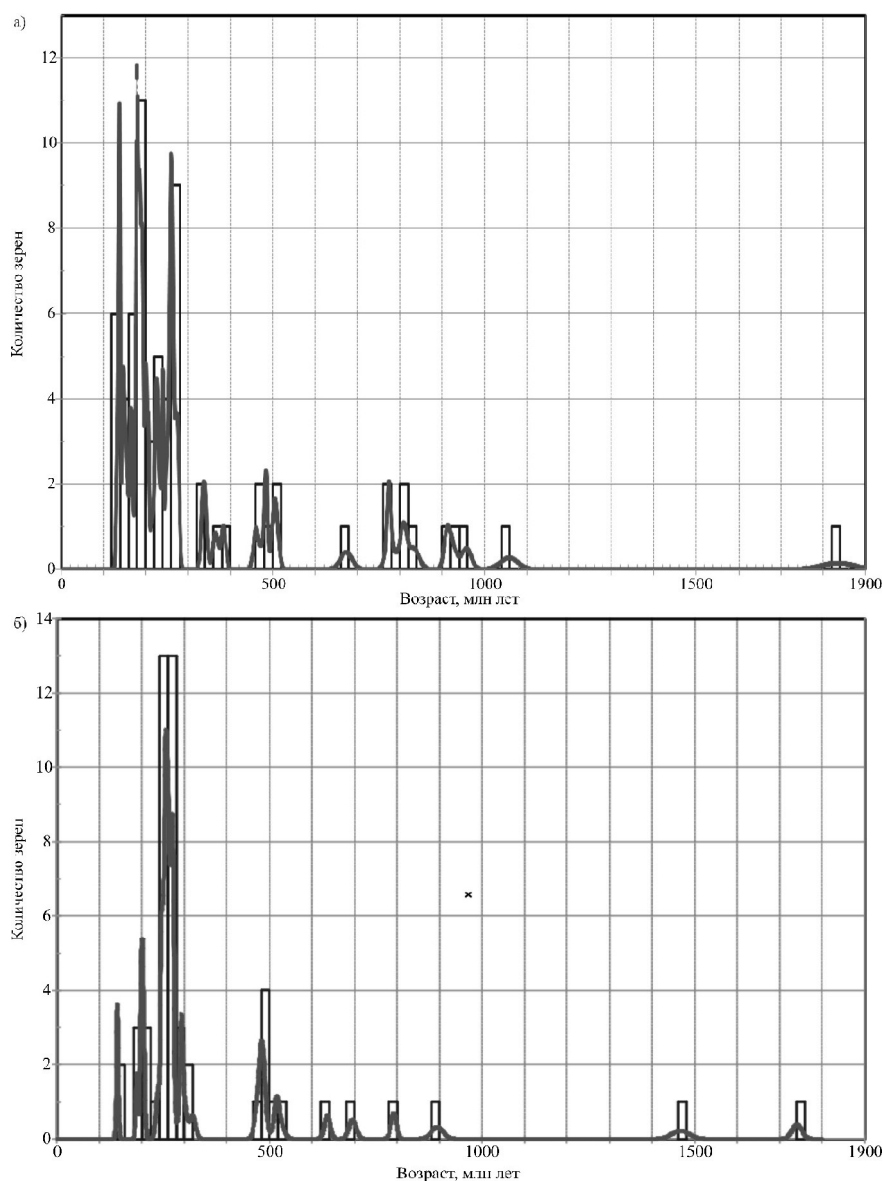


Рис. Гистограммы распределения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов исследованных цирконов и плотность вероятности распределения этих возрастов (линия) для проб: а – 17100501, б – 17100303.

Самый древний циркон имеет палеопротерозойский возраст – 1834.1 ± 74.8 млн лет.

Возраст самой молодой популяции детритовых цирконов пробы № 17100303, отобранной из пионерской свиты, составляет 141.5 ± 3.9 млн лет (рис.), также обнаружен второй циркон с близким возрастом 142.9 ± 5.2 млн лет. Возраст молодой популяции цирконов древнее нижней границы стратиграфического возраста на 17.6 млн лет. Далее в интервале продолжительностью 45 млн лет не обнаружено ни одного циркона

с конкордантным возрастом. Всего из пробы было выделено 88 цирконов, из которых 53 показали конкордантные значения возраста. Большинство цирконов (25 зерен) имеют пермский возраст. Самый древний циркон имеет возраст 1740.8 ± 22.0 млн лет.

Авторы выражают искреннюю благодарность С.В. Зябреву за помощь в выборе объектов исследований и участие в полевых работах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 21-55-50001).

Литература

1. Анойкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П. Новые представления о составе, строении и возрасте нижнеамурского фрагмента позднеюрской - раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 6. С. 60–77.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1 (1–572 с). Кн. 2 (573–981).
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000. Лист М-53 (3-е поколение). Серия Дальневосточная. Хабаровск: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 376 с.
4. Диденко А.Н., Ого Ш., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В., Мияке Ю., Нагата М. Возраст цирконов из осадочных пород Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов северной части Сихотэ-Алиньского орогенного пояса: тектонические следствия // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 3–23.
5. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Лист М-54-1. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 185 с.
6. Урман О.С., Дзюба О.С., Кириллова Г.Л., Шурыгин Б.Н. Бухии и биостратиграфия пограничных юрско-меловых отложений в Комсомольском разрезе (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 5. С. 34–46.
7. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 120. P. 117–138. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseae.2015.10.023>.

Бронников А.К.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФАЗОВОГО ТЕНЗОРА ПРИ АНАЛИЗЕ РЕЗУЛЬТАТОВ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ НА ЮЖНОМ СИХОТЭ-АЛИНЕ

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

Проведённые на данный момент работы методом магнитотеллурического зондирования на территории Приморья (рис. 1) выявили, что результаты подвержены различным искажениям, связанным с анизотропией пространства, рельефа. Для решения данной проблемы было решено использовать фазовый тензор [5] для анализа данных, так как он не подвержен влиянию неоднородностей.

Для анализа поведения фазового тензора было создано несколько моделей с сеткой 22х22х27 блоков, шагом в 5 км по горизонтали и прогрессирующим вертикальным шагом, начиная с 50 м. Базовая модель – двухслойная среда, в которой первые 30 км имеют сопротивление 1000 Ом·м, соответствует земной коре, а нижележащий слой мощностью 650 км и сопротивлением 500 Ом·м соответствует верхней мантии. Решения прямых задач проводились при помощи программы ModEM [6, 7, 8].

Первая и вторая модель – это базовая, в которую на глубину 7 км был помещён проводник с горизонтальными размерами 10х10 км и мощностью 5 км и сопротивлением

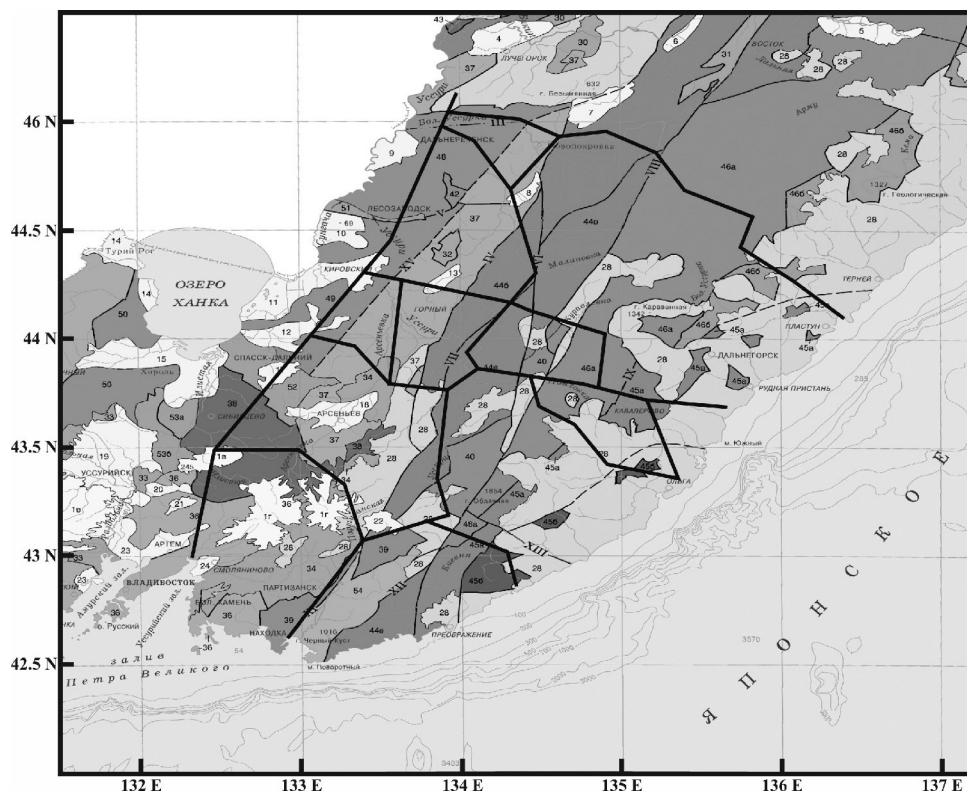


Рис. 1. Геолого-структурная карта района исследования [1] (чёрными линиями показаны профили МТЗ).

100 Ом·м и 10 Ом·м соответственно.

Следующим экспериментом проверялось поведение фазовых эллипсов в условиях крупных неоднородностей (разломов). Для этого в базовую модель был добавлен проводник с сопротивлением 100 Ом·м, шириной 5 км и мощностью 30 км (третья). В четвёртой модели разлом был повернут на угол $\approx 15^\circ$. Для проверки поведения эллипсов в сложной среде проводник из второй модели был рассечён на две части крупной неоднородностью.

Фазовые эллипсы, построенные для первой модели (рис. 2 А), показывают, что неоднородность начинает проявляться с периода 0.42 с и заканчивается на 27.3 с. Для второй с 0.29 с до 148.94 с. Неоднородность проявляется в виде эллипсов повернутых в сторону аномалии. Он максимален на периоде 3.93 с для первой, для второй на диапазоне 2.84 с до 9.31 с. Эффект начинается на границе аномалии, затем покрывает всю модельную площадь, а потом постепенно затухает. При этом центр аномалии в обеих моделях отображается как одномерный.

Построения фазовых эллипсов для третьей (рис. 2 Б) и четвёртой модели неоднородности проявляются с периода 0.03 с до 1008.26 с. Эффект выражается в повороте фазовых эллипсов внутри неоднородности вдоль ее оси, а снаружи – ортогонально. При этом, начиная с периода 2.84 с сжатие фазовых эллипсов внутри разлома максимально и начинает уменьшаться с 13.63 с. Также с 2.84 с соседние с аномалией эллипсы также выстраиваются вдоль оси разлома. Этот эффект разрастается до 27.3 с, а затем ослабевает.

Наиболее сложная картина предстаёт на рисунке 2 В, где изображены фазовые эллипсы пятой модели. Здесь комбинируются эффекты второй и третьей моделей. Проявление неоднородностей в эллипсах начинается с 0.03 с и продолжается до 1008.26 с. До периода 0.07 с картина совпадает с четвёртым случаем. Затем начинают появляться эллипсы, соответствующие одномерному пространству на блоках, соответствующих проводнику. С 0.14 с начинает увеличиваться площадь, подверженная влиянию неоднородностей. Сначала эллипсы поворачиваются только перпендикулярно оси разлома, а затем и к центру аномалии. Максимум эффект достигает в диапазоне от 0.98 с до 6.82 с. При этом эффект затрагивает эллипсы, находящиеся внутри разлома. В той части, что контактирует напрямую с проводником сжатие эллипсов меньше, чем в неприлегающих. Также те из них, что приурочены глубинной неоднородности, имеют небольшое отклонение от оси разлома.

Исходя из теоретических расчётов выявлены следующие закономерности:

1. Фазовые эллипсы изменяют направление и форму под влиянием геоэлектрических неоднородностей.
2. Диапазон, в котором происходит изменение эллипсов, тем больше, чем больше контраст между аномалией и вмещающей средой.
3. Неоднородности регионального масштаба (например, разломы) проявляются на очень больших периодах, что позволяет выявлять положение таких структур.
4. Фазовые эллипсы позволяют определить приблизительные размеры и форму аномалий, но только при условии, когда выделяется влияние только одной аномалии. В средах, осложнённых разномасштабными аномалиями, выделить параметры меньшей аномалии затруднительно.

Были изучены фазовые тензоры с нескольких профилей МТЗ [2, 3, 4]. На них выделяются блоки с различными параметрами, а также обнаружена корреляция в поведении эллипсов в условиях разлома в теоретических расчётах и на практике. Это позволяет утверждать, что фазовый тензор выявляет разломные структуры.

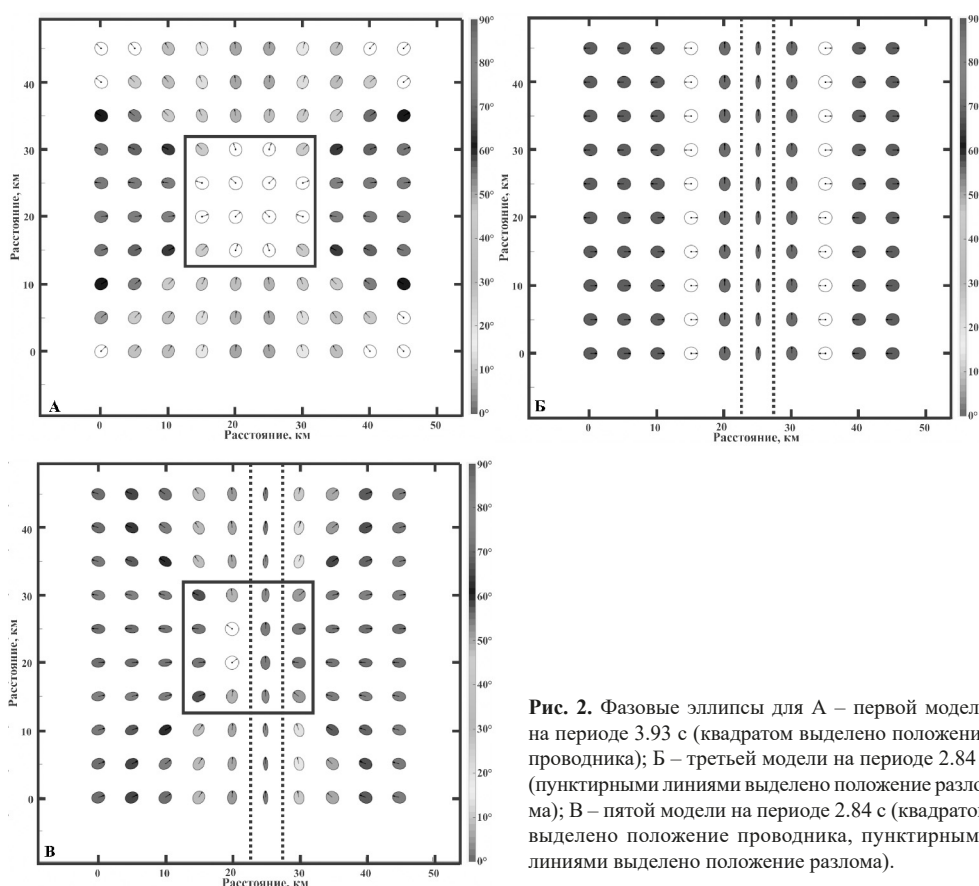


Рис. 2. Фазовые эллипсы для А – первой модели на периоде 3.93 с (квадратом выделено положение проводника); Б – третьей модели на периоде 2.84 с (пунктирными линиями выделено положение разлома); В – пятой модели на периоде 2.84 с (квадратом выделено положение проводника, пунктирными линиями выделено положение разлома).

Литература

1. Государственная геологическая карта РФ. 1:1000000, Лист L-52.53 // М-во природы РФ. ФГУП ВСЕГЕИ им А.П. Карпинского. ФГУП «Дальгеофизика», 2011
2. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Дальнереченск – с. Роцино – п. Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2019. Т. 38. № 5. С. 3–13.
3. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2018. Т. 37. № 5. С. 31–47.
4. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований по профилю с. Абражеевка – п. Валентин // Тихоокеанская геология, 2020. Т. 39. №4. С. 3–15.
5. Caldwell T.G., Bibby H.M., Brown C. The magnetotelluric phase tensor. // Geophysical Journal International. 2004. V. 158. N. 2. P. 457–469.
6. Egbert G.D., Kelbert A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems // Geophysical Journal International. 2012. V. 189. N. 1. P. 251–267.
7. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences. 2014. V. 66. P. 40–53.
8. Kelbert A., Egbert G.D., Schultz A. Non-linear conjugate gradient inversion for global EM induction: resolution studies // Geophysical Journal International. 2008. V. 173. N. 2. P. 365–381.

Войнова И.П.**ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА
(ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ,
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕТРОСПЕКЦИИ)**

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

Сихотэ-Алинский орогенный пояс сформировался в мезозое на конвергентной границе восточной окраины Палеоазиатского континента и западной части Палеоокеана и представляет собой тектонический коллаж террейнов, сложенных образованиями различной геодинамической природы и возраста. Большое значение для геодинамических реконструкций имеют исследования вулканических образований, по петрохимическим характеристикам которых можно установить геодинамические условия их формирования.

Тектоника и геодинамические реконструкции для Сихотэ-Алинского орогенного пояса отражены в ряде публикаций [5 и др.], в том числе и характеристика вулканитов террейнов. Нами изучены вулканиты различных террейнов пояса, результаты исследований с подробной их петрогеохимической характеристикой представлены в нескольких публикациях, посвященных отдельным террейнам [2–4, 6]. Данная работа посвящена обобщению материалов по вулканическим образованиям Сихотэ-Алинского орогенного пояса в целом. В Сихотэ-Алинском орогенном поясе имеют место петрохимически различные вулканические образования широкого возрастного интервала, образованные в различных геодинамических условиях.

Океанические вулканиты содержатся в разновозрастных терригенно-вулканогенно-кремнистых комплексах аккреционных призм, сформированных последовательно в разное время. В юрской аккреционной призме (Хабаровский и Самаркинский террейны) океанические вулканиты ассоциируют с терригенно-кремнистыми образованиями широкого возрастного интервала: от C_3 -Р до J_3 включительно, в раннемеловых призмах (Киселевско-Маноминский и Таухинский террейны) – с образованиями J_1 - K_1 возраста. Океанические вулканиты представлены различными типами базальтов, соответствующими этапам формирования океанической литосферы: 1) базальтами типа Т-MORB, формирование которых, вероятно, происходило в обстановке плюма в спрединговой зоне. Они редки, встречены в ассоциации с известняками пермского возраста в меланже Хабаровского террейна и позднеюрского-раннемелового возраста в Нижнеуссурийском сегменте Киселевско-Маноминского террейна в р-оне п. Снарский; 2) базальтами типа OIB и E-MORB, сформированными на внутриплитных океанических островах и подводных возвышенностях из плюмовых обогащенных источников, соответствующих тренду эволюции мантийных магм, причем на различном удалении от зоны спрединга, от минимального в случае E-MORB до максимального в случае обогащенных щелочных разновидностей, иногда в ассоциации с гемипелагическими отложениями. Базальты этого типа лучше всего сохраняются и преобладают в составе вулканитов в аккреционных призмах. Они имеют место во всех террейнах и среди образований всех возрастов.

Вулканиты, связанные с субдукционными процессами, либо являются составными частями разрезов самостоятельных островодужных террейнов (Кемский раннемеловой), либо входят в состав аккреционных террейнов (Удыльский сегмент раннемелового Киселевско-Маноминского террейна), либо тектонически включены в разрезы аккреционных призм (позднеюрские Самаркинский и Хабаровский террейны). Кроме того

надсубдукционные вулканы выявлены в составе сеноман-туронских вулканогенно-осадочных образований утицкой свиты, включаемой в состав амурского комплекса Журавлевско-Амурского турбидитового террейна.

Вулканы, связанные с субдукционными процессами, включенные в разрезы аккреционных призм, очень редки, обнаруженные представлены двумя типами: 1) базальты со смешанными (надсубдукционными+океаническими) характеристиками, для которых можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга; встречены в Самаркинском террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями пермского возраста; 2) собственно надсубдукционные вулканы – лавобрекчии дацитового состава, петрогеохимия которых характерна для надсубдукционных вулканитов островодужного генезиса, предположительно пермского возраста, встречены в меланже Хабаровского террейна.

Особая ситуация имеет место в Киселевско-Маноминском раннемеловом аккреционном террейне, представленном изолированными сегментами, трассирующими полосу СВ простирания. Все южные сегменты образованы аккрецированными океаническими терригенно-вулканогенно-кремнистыми комплексами с океаническими базальтами. А самый северный Удильский сегмент, в отличие от всех остальных, имеет составное строение, в нем тектонически совмещены фрагменты не связанных парагенетически комплексов: аккреционной призмы и островной дуги. Фрагмент аккреционной призмы образует блок, сложен вулканогенно-кремнистым комплексом (титон-валанжин-готерив-баррем) с океаническими внутриплитными базальтами, сходным с аккреционными комплексами других сегментов, в том числе соседнего, близко расположенного Киселевского. Надсубдукционные вулканы входят в состав вулканогенно-терригенного комплекса (валанжин-готерив-апт-альб-сеноман) и, судя по петрогеохимическим характеристикам, формировались в условиях эпокеанической островной дуги.

Островодужные вулканы апт-альбского возраста также входят в состав раннемелового Кемского островодужного террейна.

Надсубдукционные вулканы выявлены в составе сеноман-туронских вулканогенно-осадочных образований утицкой свиты, включаемой ранее в состав амурского комплекса Журавлевско-Амурского турбидитового террейна. Вулканы представлены покровными лавами, мелкообломочными туфами и субвулканическими телами, ассоциирующими с плохосортированными терригенными образованиями, для них предполагается формирование в условиях вулканического окраинно-континентального пояса.

Геодинамические ретроспекции. Петрогеохимические исследования вулканитов показывают все разнообразие вулканитов Сихотэ-Алинского орогенного пояса, сформированных в различных геодинамических условиях, являющихся своего рода архивными документами длительной палеозойско-мезозойской истории Пацифики.

Комплексирование петрогеохимических исследований вулканитов с палеомагнитными и геохронологическими методами изучения вулканитов и ассоциирующих осадочных пород позволяют также произвести геодинамические ретроспекции о палеоположении структур их формирования и сделать последующие тектонические выводы. Имеются палеомагнитные данные для образований Киселевского и Удильского сегментов Киселевско-Маноминского, Кемского и Журавлевско-Амурского террейнов [1, 5, 7]. Образование океанических пород Киселевского сегмента происходило на широте около 19° с.ш., близкой широте о. Гавайи, и в сходной обстановке. Для кемских островодужных образований установлена палеоширота 36±6° с.ш, удильских – 33±5°

т.е. они формировались на близких широтах, а также и в близкое время, судя по геохронологическим данным, ~110 млн лет назад. Но соответствующие островные дуги, вероятно, отстояли от континента на разное расстояние: Кемская дуга располагалась близко к континенту, судя по большей обогащенности вулканитов и наличию в терригенных осадках Кемской дуги континентального материала, в т.ч. древнего, Удыльская дуга – на большем удалении и на значительном расстоянии от Кемской, судя по отсутствию в удыльских осадках влияния континентальных источников сноса, о чем свидетельствует наличие в них детритовых цирконов с древними возрастными оценками. Современное положение на значительно более высоких широтах описанные комплексы заняли в результате процессов движения океанической плиты, субдукции и смещения вдоль трансформной окраины, а также постаккреционных перемещений на различные расстояния. Палеоширота формирования утицких образований ($53.7 \pm 10.8^\circ$ с.ш.), ранее включаемых в амурский комплекс, свидетельствует об их практически автохтонном положении. В то же время последние палеомагнитные данные свидетельствуют о формировании песчаников амурского комплекса на более низких широтах (10° – 18° с.ш.), т.о. образования утицкой свиты для турбидитовых отложений Журавлевско-Амурского террейна являются перекрывающимися.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН, при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 21-55-50001 ЯФ_а).

Литература

1. Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш. (Otoh S.), Нагата М. (Nagata M.), Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. №3. С. 50–75.
2. Войнова И.П. Вулканиты хабаровского аккреционного комплекса (юг Дальнего Востока) // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 88–97.
3. Войнова И.П., Зябров С.В. Петрогеохимия и обстановки формирования вулканитов Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 52–64.
4. Войнова И.П., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В. Вулканиты Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского аккреционного террейна (Сихотэ-Алинь): петрогеохимия, условия формирования, тектоническая позиция // Тихоокеанская геология, 2020, Т.39, №5. С. 17–33.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с. + цв. карта.
6. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. №5. С. 121–138.
7. Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2015. № 5. С. 3–18.
8. Песков А.Ю., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Каретников А.С., Архипов М.В. Палеомагнетизм и петрохимия песчаников горинской и пионерской свит Журавлевско-Амурского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38 № 6. С. 69–80.

Гаврилов А.А.

РАЗВИТИЕ ЯПОНОМОРСКОГО СЕГМЕНТА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН С ПОЗИЦИЙ ПЛЮМОВОЙ ТЕКТониКИ

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

Выявленная на основе геоморфологических и космогеологических данных репрезентативная система разломных, блоковых дислокаций дна Япономорской впадины и обрамляющей континентальной и островной суши, а также совокупность имеющихся геологических и геофизических материалов позволили реконструировать одноименный мегасвод позднепалеозойского возраста (рис.). В качестве основания для выделения реликтового эпигерцинского поднятия центрального типа приводятся следующие данные: морфология морской впадины и дуговые контуры о. Хонсю; выявленная на основе космогеологических материалов кольцевая система разрывных и блоковых дислокаций; радиально-концентрическая гипсометрическая, геологическая и геофизическая зональность впадины и ее морфоструктурного обрамления; наличие подводных возвышенностей (возв.) с континентальным и субконтинентальным типами земной коры, а также с блоками пород кристаллического фундамента (возв. Криштофовича и др.), массивами гранитоидов позднепалеозойского и мелового возраста, ареалами ранне- и позднепалеогеновых эффузивов среднего и щелочного состава [2, 3].

Пространственная организация морфоструктурных элементов на дне Япономорской впадины и в пределах прилегающей суши, длительность, масштабы проявления базитового, кислого магматизма и существующие геолого-геофизические данные позволяют связывать основные особенности строения и развития палеосвода с деятельностью плюма. Геологическая предыстория, явления плюмовой тектоники и неоднократные инверсии геодинамического режима предопределили направленность, характер деструктивных преобразований окраины континента в раннем мезозое и среднем, позднем кайнозое, а также специфику эволюции рассматриваемого сегмента зоны перехода континент-океан в целом. Унаследованное развитие структурного плана подчеркивается сохранностью в геометрическом центре Япономорской впадины бывшего ядра мегасвода, соотносимого с подводной возв. Ямато, которая имеет континентальный тип коры и крупный батолит позднепалеозойских гранитоидов. О консервативности инфраструктуры свидетельствует и концентрическое размещение вокруг консолидированного ядра крупных изометричных углубленных участков дна (Центральная, Цусимская и другие котловины) с сокращенными мощностями земной коры, которые можно рассматривать как проекции мантийных диапиров [3], или апофизов плюма на деструктивном этапе эволюции свода.

Ни одна из существующих тектонических гипотез образования рассматриваемой морской впадины и ее морфоструктурного обрамления (рифтогенная или задугового спрединга, мантийного диапиризма, синсдвигового раздвига (pull apart), вращения структурных элементов островной дуги и другие [3]) сами по себе не могут объяснить отмеченные особенности морфотектоники региона, если не учитывать предысторию его геологического развития. Многие противоречия снимаются, если считать, что деструктивные процессы рифтогенеза и мантийного диапиризма накладывались на систему в разной степени консолидированных дислокаций эпигерцинского надплюмового мегасвода, что предопределило как направленность, так и интенсивность деструктивных

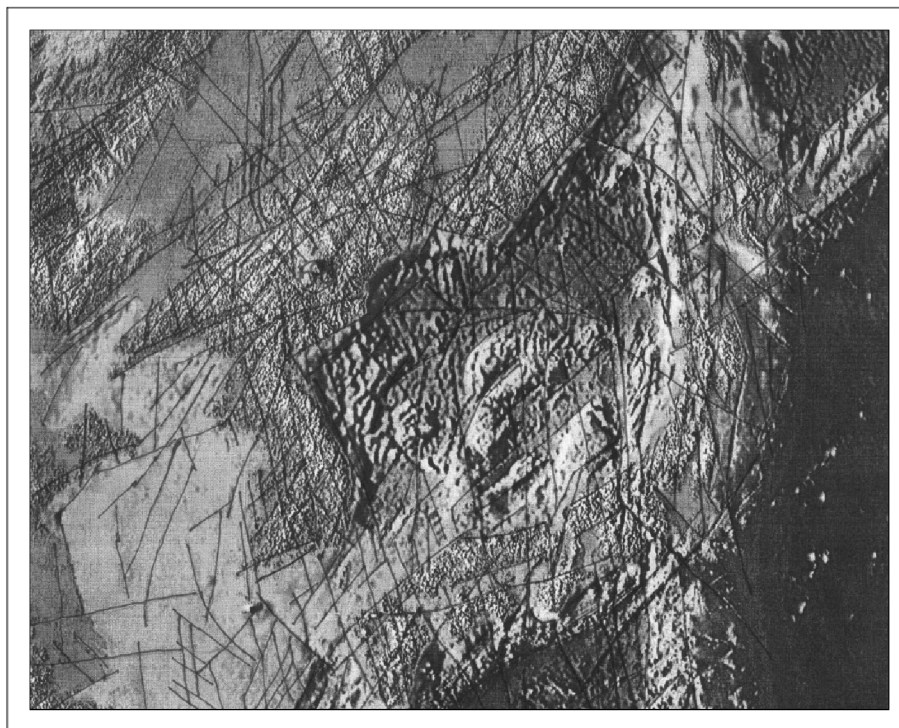


Рис. Системы линеаментов, блоков Япономорской впадины и прилегающей континентальной и островной суши по геоморфологическим и космогеологическим данным (программа Google Earth).
1 – прямолинейные и дуговые линеаменты, соотносимые с зонами разломов.

преобразований окраины континента в раннем мезозо, в среднем и позднем кайнозое.

В основе чередования конструктивных и деструктивных тенденций функционирования Япономорской кольцевой тектономагматической системы, соотносимой с проекцией позднелазовского плюма, лежат дискретная во времени, пульсационная деятельность (циклы, ритмы) глубинного энергогенерирующего центра (принцип гейзера) и возможные вариации геодинамического режима в Западно-Тихоокеанском рифтовом поясе [4]. В пределах надплюмовых мегасводов Сибири и ДВ на определенных этапах развития могут сосуществовать условия сжатия (периферия) и рифтогенного растяжения (центральная часть), что приводит к дифференцированному проявлению тектонических движений и различного по составу магматизма, а также к формированию сопутствующих дислокаций и форм рельефа. Примерами могут служить Корейский, Восточно-Азиатский и Монголо-Сибирский надплюмовые мегасводы с диаметральными рифтогенными впадинами [5].

Сравнительный анализ обобщенных роз-диаграмм линеаментов и разрывных нарушений различных районов континентальной и островной суши вокруг Японского моря показал соотносимые значения коэффициентов парной корреляции. Эти материалы и слабая изменчивость простираний выявленных на космических снимках сквозных

разломов «суша-море», выступающих в роли тектонических реперов, свидетельствуют о сходстве поля разрывных дислокаций сегментов реконструируемого Япономорского мегасвода и исключают крупные горизонтальные перемещения литосферных блоков в его пределах. Отсутствие на востоке о. Хонсю и островодужном склоне прилегающего глубоководного желоба компенсационных коллизионно-аккреционных дислокаций подтверждает такую интерпретацию данных [1].

Литература

1. Гаврилов А.А. Структурные элементы впадины Японского моря и прилегающей островной и континентальной суши по данным космогеологических исследований // Исследование Земли из космоса. 2020. № 4. С. 27–40.
2. Леликов Е.П., Емельянова. Японского море. Геологическое строения (новые данные). Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования, 2007. С. 86–98
3. Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-Russia Monograph series. V. 1)/ Eds. N. Usezaki, I.I. Bersenev et al. Tokyo: TERRA PUB, 1996. 487 p.
4. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюл. МОИП. 1988. Отд. геол. Т. 63. Вып. 4. С. 3–15.
5. Гаврилов А.А. Морфотектоника окраинно-континентальных орогенных областей (Юг Дальнего Востока и прилегающие территории). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 311 с.

Горнов П.Ю.

ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И РАДИОГЕННЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРАЗИИ

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

Интенсивность генерации радиогенного тепла связана с радиоактивными свойствами элементов, скоростью их распада. Радиоактивный распад атомов, приводящий к изменению строения, состава и энергии ядер, сопровождается испусканием α и β – частиц или захватом электронов из K или L оболочек, а также коротковолновым γ – излучением электромагнитной природы. Выделение тепловой энергии происходит в результате как самого ядерного превращения, так и при прохождении α , β , γ через физические тела, что вызывает ионизацию газов, жидкостей и твёрдых тел. Одним из основных источников внутри земного тепла является энергия распада долгоживущих естественных радиоактивных элементов (ЕРА): ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K , которые в малых количествах рассеяны в горных породах. Вклад других менее распространённых или менее радиоактивных изотопов (^{27}Rb , ^{148}Sm , ^{14}C и др.) в общем балансе радиоактивности и радиогенного тепла незначителен. В современную эпоху радиоактивные изотопы урана в природе представлены на 99.27% (по массе) изотопом ^{238}U и на 0.72 % – изотопом ^{235}U . Природный торий на 100 % состоит из ^{232}Th , а в естественном калии имеется 0.028 % ^{40}K . В настоящее время главными экзотермическими реакциями, благодаря которым происходит тепловыделение в земной коре, является реакция распада ^{238}U и ^{232}Th . Вследствие того, что радиоактивные изотопы распадаясь, превращаются в стабильные, генерация тепла в результате радиоактивного распада уменьшается со временем. Мощность радиоактивных источников тепла $4 \cdot 10^9$ лет назад была примерно вдвое выше, чем сейчас. Доминировали реакции распада ^{235}U и ^{40}K , за прошедшее время эти изотопы (радионуклиды) ”выгорели”.

Радиогенная теплогенерация горных пород (A) рассчитывалась согласно выражению:

$$A\sigma = A'(aU + b\text{Th} + cK) \rho$$

где A и A' – выделение радиогенного тепла соответственно в 1 м^3 и 1 кг породы, ρ – плотность, U, Th, K – концентрация соответствующих радиоактивных элементов, a, b, c – пересчётные коэффициенты: $a=9.73 \cdot 10^{-5}$, $b=2.63 \cdot 10^{-5}$, $c=3.57 \cdot 10^{-9} \text{ Вт/кг}$ [4].

Нами выполнен сравнительный анализ содержаний урана и тория горных пород фундамента и чехла юго-востока Сибирской (Алдано-Становой щит) и Северо-Китайской (Сино-Корейский щит) платформ, наложенных (вулканогенных, плутогенных, вулканоплутогенных) поясов и зон, рифтогенных впадин. В Центрально-Азиатском и Тихоокеанском складчатых поясах исследовано содержание радиоактивных элементов орогенных поясов, докембрийских массивов (микроконтинентов), наложенных магматических поясов, зон, впадин, прогибов, определена теплогенерация горных пород таблица. Данные по содержанию урана, тория, в горных породах комплексах, формациях северо-востока России взяты из работ [1–3, 5].

В среднем по региону концентрация урана в горных породах геологических формаций составляет для гранитов величину 2.5 г/т, однако, по отдельным его структурно-формационным блокам отмечается заметная дифференциация. Наиболее низкими 2.1 г/т средними содержания урана без значительных колебаний в зависимости от типов

Таблица. Содержание радиоактивных элементов и их теплогенерация в горных породах северо-востока Евразии.

Горная порода	Возраст	Кол-во изм-ий	U г/т	Th г/т	A мкВт/м ³	ρ кг/м ³	Th/U
Граниты	K ₂ -p	346	2.5	16.0	1.76	2650	6.4
Гранодиориты	K-P	19	2.7	9.8	1.38	2650	3.2
Диориты	K-P	36	1.3	7.8	0.88	2650	6.7
Базальт	N-p	15	0.8	5.8	0.60	2540	7.2
Риолиты	K-p	81	2.6	13.1	1.46	2450	5.0
Дациты	K-p	11	2.0	11.7	1.29	2570	5.8
Андезиты	K-p	22	1.4	8.9	1.00	2690	6.3
Гнейсы, мигматиты	AR ₁	501	3.0	16.5	2.0	2750	5.5
Гнейсы, гранитогнейсы	AR ₁	177	2.3	6.3	1.03	2650	2.7
Граниты, гранодиориты	P-Z ₁₋₂	105	2.5	11.2	1.40	2600	4.5
Оосновные породы	R ₃	80	32	50	13.32	3100	1.6
Осадочные породы	P ₁₋₂	147	2.3	10.4	1.29	2600	4.5
Песчаники, алевролиты	PR ₂ -Є	210	2.3	6.2	0.99	2550	2.7
Песчаники, алевролиты	PZ	201	1.4	6.1	0.74	2500	4.4
Песчаники, алевролиты	K ₁₋₂	48	0.9	6.7	0.65	2450	7.4
Песчаники, алевролиты	MZ	13	1.2	10.8	1.0	2500	8.3
Угленосные отложения	J-K ₁	150	2.7	10.1	1.32	2500	4.0
Песчаники, алевролиты	J ₃	724	2.4	7.1	1.07	2550	3.0
Песчаники, алевролиты	J	20	0.9	6.2	0.64	2550	6.9
Алевролиты, известняки	V-Є	40	1.9	5.5	0.82	2500	2.9
Метапесчаники	T ₃ -K	428	1.2	8.9	0.88	2500	7.4
Песчаники, алевролиты	N-Q	17	1.4	5.2	0.68	2500	3.7
Глины, пески, гравий	N-Q	35	2.2	11.3	1.22	2400	5.3
Песчаники глинистые	PR ₂ -PZ ₁	97	2.6	13.8	1.51	2450	5.3

формаций выделяются геологические формации Становой плутоногенной, Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей. Аналогичная дифференциация для региона устанавливается в распределении тория. В среднем для региона концентрация тория составляет 12.8 г/т. Максимальными средними значениями содержания тория характеризуются геологические формации Становой плутоногенной области 12.5 г/т, минимальными – осадочные формации чехла Сибирской платформы 3.5 г/т. В остальных структурно формационных блоках среднее содержание тория составляет (8.0–12.0 г/т). Концентрация тория в интрузивных формациях Алданского щита, Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей в 1.5–2 раза выше, чем в осадочных, вулканогенных и других типах формаций.

Содержания радиоактивных элементов в горных породах исследуемого региона магматического, метаморфического и осадочного происхождения, как правило, не превышает кларковых величин, что ведёт к пониженной теплогенерации горных пород и невысоким значениям радиогенной составляющей теплового потока [ТП]. Относительно повышенным содержанием как урана, так и тория выделяются осадочно-вулканогенные, главным образом, терригенно-вулканогенные формации. Наиболее высокие содержания урана (32 г/т) и тория (50 г/т) характерны для щелочных ультраосновных пород рифея Арбарастахского массива.

Тепловой поток можно представить как сумму двух составляющих. Первая определяется теплогенерацией горных пород земной коры, вторая – тепловым потоком, поступающим из более глубоких слоёв земли и имеющий другую тектоническую природу – редуцированный тепловой поток.

$$q = q_r + q'$$

q – полный ТП, q_r – радиогенный ТП, q' – редуцированный ТП

Для основных тектонических структур региона вклад радиогенной составляющей в общий ТП в среднем составляет 45 %. Редуцированный ТП превышает радиогенный в Верхне-Зейской, Средне-Зейской, Токинской, Чульманской, Верхнебуреинской, Сунляо, Сяляохэ впадинах. Наряду с ними такая ситуация наблюдается в Северо-Хинганском орогенном поясе, на Чжангуанцайлинском докембрийском массиве, Ляодунском платформенном поднятии Сино-Корейского щита, в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе, Нижне-Амурской и Комсомольской вулканических зонах. Преобладание редуцированного ТП над радиогенным в этих структурах может быть связано с поступлением мантийного тепла по магматическим каналам.

Сравнительный анализ теплового баланса литосферы позволил установить, что соотношение коровой (радиогенной) и редуцированной составляющих теплового потока существенно меняются от структуры к структуре и зависит от целого ряда факторов: мощности земной коры, типа её геотермического режима, количества генерируемого радиогенного тепла, интенсивности и объёмов притока глубинной тепловой энергии из подкорковых зон и т. д.

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. Горошко М.В. Малышев Ю.Ф. Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М., Наука, 2006. 373 с.
3. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии / Ред. А.Д. Дучков, А.В. Ладынин, Ю.М. Пузанков –Новосибирск: Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 1994. 141 с.
4. Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Ленинград: Недра, 1979. 190 с.
5. Geothermics in China / Ed. By J.V. Wang. – Beijing: Seismological Press, 1996. 299 p.

Дербеко И.М.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА
ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Представления о тектоническом районировании Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) отражали уровень знаний, который соответствовал периоду изучения этого геологического объекта. Так, Н.А. Белявским с соавторами (1950) пояс рассматривался как геосинклинальная область, А.М. Смирновым (1963) – как складчато-глыбовая область. В 1970–80-х годах образования восточного фланга МООП (ВФ МООП) разделили на структурно-формационные зоны. При этом одни и те же разрезы различными авторами включались в различные зоны. В начале 90-х структурно-формационные зоны явились основой для выделения террейнов. На современных тектонических схемах ВФ МООП представлен коллажем фрагментов террейнов аккреционных призм: Тукурингра-Джагдинский, Ниланский, Галамский – палеозойские, Унья-Бомский, Ланской-палеозой – ранне-мезозойские, Ульбанский – раннемезозойский [6]. Ниланский, Ульбанский и Галамский террейны слагают восточную окраину пояса. На тектонической схеме А.И. Ханчука с соавторами [2] Галамский террейн отнесен к структуре Охотско-Корякского орогенного пояса (ОКОП) и разделён на два субтеррейна: Галамский и Тугурский (рис.).

Галамский субтеррейн представлен чешуируемыми отложениями терригенного и вулканогенно-кремнистого состава раннего девона – ранней перми. Характерной особенностью девонских пород является явное преобладание среди органических остатков растительного материала: псилофиты, плауновидные и примитивные папоротники. Присутствие фауны: брахиоподы, криноидеи, радиолярии, кораллы, мшанки отмечается

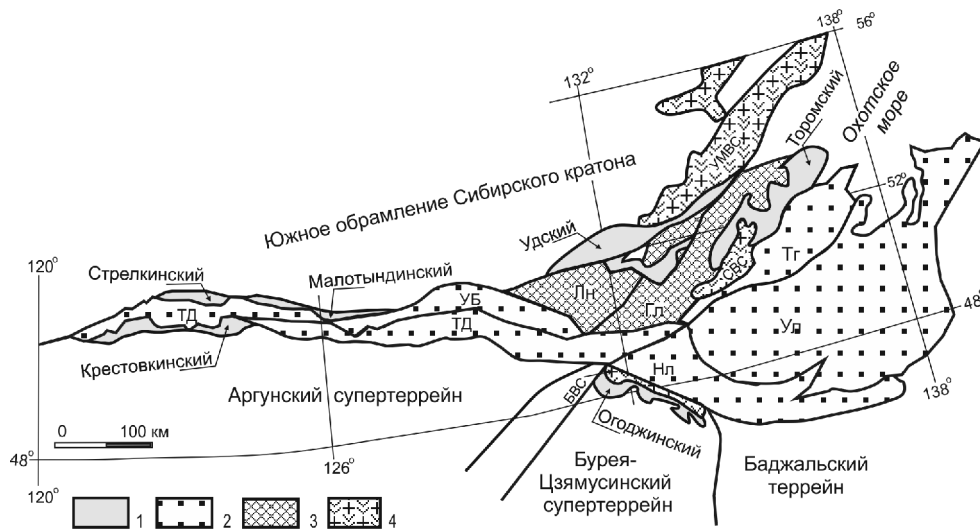


Рис. Схема тектонического строения восточного звена МООП по данным [2, 3, 6].

Террейны МООП (2): Тукурингра-Джагдинский - ТД, Унья-Бомский - УБ, Ниланский - Нл, Тугурский - Тг, Ульбанский - Ул; террейны Охотско-Корякского орогенного пояса (3): Галамский - Гл, Ланской - Лн; вулканоплутонические структуры (4): Удско-Мургальская - УМВС, Селитканская - СВС, Бурудинская - БВС.

реже и, как правило, плохой сохранности. Пермские образования содержат богатый флористический материал и остатки двустворчатых моллюсков [7]. Как и в девонских отложениях [8] в разрезе пермских образований присутствуют экзотические глыбы силура, ордовика и раннего кембрия, содержащие водоросли, трилобиты и археоциаты Сибирской провинции. Учитывая структурное положение этих образований, они не должны включаться в разрез террейна.

Отложения Тугурского субтеррейна охарактеризованы широким спектром фаунистических остатков: фораминиферы, брахиоподы, кораллы [8]. Флористические отпечатки встречаются реже. Органика этого террейна более сопоставима с таковым набором в отложениях Ниланского террейна, в строении которого выделяются среднепалеозойские (?), девонские, каменноугольные и пермские толщи, среди них, наряду с преобладающими глинистыми, кремнисто-глинистыми осадками и зеленокаменно-измененными базальтами, присутствуют горизонты турбидитов. Девонский и нижнекаменноугольный возраст установлен по остаткам в известняках фораминифер, кораллов, брахиопод и криноидей, аналогичных широко распространенным в Монголо-Охотской провинции Центральной Азии [2]. Среди отложений верхнекаменноугольного флиша присутствуют единичные остатки криноидей ангарской флоры. Есть данные (полевые исследования А.И. Буханченко в 1988 г.), что нижнекаменноугольные известняки образуют олистолиты, погруженные в глинистый матрикс, охарактеризованный юрскими (!) радиоляриями. В ранне-позднепермских осадках найдены остатки конодонт. По мнению [6] Ниланский террейн по возрасту слагающих пород и вещественному составу является аналогом Тукурингра-Джагдинского террейна, что это разобщенные фрагменты некогда единого аккреционного комплекса. И если формирование девонского разреза в Галамском террейне начиналось с излияния океанических базальтов, то в Ниланском и Тугурском в этот период формировались турбидиты.

Все перечисленные факты позволяют сделать предположение, что Галамский и Тугурский субтеррейны – это самостоятельные структурные единицы.

По мнению Г.В. Роганова среднепалеозойские образования, закартированные в верховьях р. Галам (Галамский террейн), установлены и в пределах Тыльского района (Ланской террейн по [6]). В строении Ланского террейна [9] выделяются турбидитовые толщи с пластами яшм, базальтов, их туфов, диабазов, известняков. Терригенные отложения содержат остатки кораллов, брахиопод, криноидей, мшанок, аналогичных широко распространенным не только в Монголо-Охотской провинции Центральной Азии, но и в породах Северной Америки, Японии, Европы, Индонезии. Исследователи территории [9] описывали широкое развитие олистостром: олистолиты песчаников, алевролитов, известняков в алевропелитовом матриксе, а также отмечали, что вся обнаруженная фауна содержится исключительно в турбидитах или олистолитах. Показателен разрез, расположенный в бассейне р. Лана [9], где из 1660 м выделяемой мощности разреза только 300 м составляют прослой, описанные как граувакковые песчаники. В хаотических образованиях этого террейна установлены глыбы, содержащие силурийскую и раннекембрийскую фауну [9] – органические остатки этих возрастов обнаружены и в разрезах Галамского террейна. Учитывая сложное тектоническое строение можно предположить, что Ланской террейн – это зона меланжа, которая в северо-восточной части с резким угловым несогласием перекрыта терригенными толщами мезозоя.

Северо-восточным продолжением Ланского террейна является габбро-анортозитовый Баладекский выступ (блок), который ранее, совместно с палеозойскими образованиями, выделялся в Шевлинскую зону [8]. Но так как стратона этой зоны аналог таковых в Ланском террейне, теперь они включены в его состав. А Баладекский выступ представлен самостоятельной структурной единицей. По гравиметрическим и магнитометрическим

данным [3] выступ считается южным окончанием Чогарского блока (террейна) Алдано-Станового щита, который частично перекрыт образованиями Аяно-Шевлинского и Удского прогибов. Чогарский террейн [2] сложен раннеархейскими (?) породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Это кристаллические гнейсы и сланцы с прослоями амфиболитов, кварцитов, глиноземистых гнейсов, гранатовых гранулитов, среди которых установлены тела метаморфизованных основных и ультраосновных пород, чарнокитов, эндербитов и гранитов. В строении баладекского комплекса (гербиканского по [4]) основная роль принадлежит анортозитам, габбро-анортозитам, присутствуют оливиновые габброиды, габбронориты, троктолиты, пироксеновые и оливиновые горнблендиты. В настоящее время есть данные, что габбро и габбро-анортозиты по своим геохимическим особенностям соответствуют породам офиолитовых комплексов [1]. При этом часть габбро-анортозитов близка «кумулятивным» габброидам расслоенного комплекса, а часть базитов сопоставима с основными породами офиолитовых комплексов [5, 1]. По мнению [1] в состав расчлененного офиолитового комплекса могут входить и силурийские палеоокеанические вулканогенно-кремнистые толщи Галамского террейна. Это подтверждается наличием среди образований террейна просечек габбро и апогарцбургитовых серпентинитов. Тектоническая позиция Баладекского выступа такова, что он может являться протрузивно выведенным на поверхность основанием силурийского офиолитового комплекса, олистолиты которого в изобилии присутствуют в разрезах Галамского и Ланского террейнов.

Заключение

Структурно-тектонические позиции, возрастная последовательность и вещественные характеристики пород террейнов восточного окончания МООП - Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса позволяют сделать предположение, что к структуре МООП можно отнести только Тугурский террейн, тогда как Галамский и Ланской, включая Баладекский выступ, – принадлежность Охотско-Корякского орогенного пояса (рис.).

Литература

1. Бучко И.В. Этапы ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Автореферат дисс. на соискание уч. степени доктора геолого-минералогических наук. Владивосток. 2010. 46 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1. / Под ред. А.И. Ханчука. / Владивосток: Дальнаука, 2006. - 572 с.
3. Забродин В.Ю., Кириллова Г. Л., Диденко А. Н., Носырев М. Ю., Манилов Ю. Ф., Гурович В. Г. Удский и Торомский осадочные бассейны: геологическое строение, тектоно-стратиграфические системы, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. В кн. «Осадочные бассейны востока России». Т.5. Хабаровск: Издательство ТОГУ. 2020. 161 с.
4. Карсаков Л.П., Махинин А.В., Михалевский А.Н., Остапчук В.И. Баладекский выступ, его магматические комплексы и структурное положение (Западное Приохотье) // Тихоокеанская геология. 1987. №1. С. 92-110.
5. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 262 с.
6. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. №5. С. 24-43.
7. Roganov G.V., Grigor'ev V.B. К стратиграфии палеозоя восточной части правобережья р. Уды (Западное Приохотье). В кн. «Палеозой Дальнего Востока». Хабаровск: ДВНЦ АН СССР. 1974. 300 с.
8. Roganov G.V., Kisl'yakov S.G. Средний палеозой Удско-Селемджинского междуречья и задачи его дальнейшего изучения. В кн. «Палеозой Дальнего Востока». Хабаровск: ДВНЦ АН СССР. 1974. 300 с.
9. Турбин М.Т., Аношкин В.И., Махинин А.В. К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений бассейна реки Шавли. В кн. «Палеозой Дальнего Востока». Хабаровск: ДВНЦ АН СССР. 1974. 300 с.

Зимин П.С., Валитов М.Г.

**ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ ВАСИЛЬКОВСКОГО И
БЕРСЕНЕВА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ, ЯПОНСКОЕ МОРЕ**

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

Возвышенности, названные в честь выдающихся исследователей Японского моря – Н.В. Васильковского и И.И. Берсенева, ранее именовавшиеся как восточный и западный хребты возвышенности Тарасова, расположены в Японском море, у основания континентального склона южного Приморья [4].

После проведения НСП было выяснено, что возвышенности представляют собой наиболее приподнятые части погребенного под осадочным слоем подводного поднятия (плато), отделенного от континентального склона депрессией акустического фундамента [2]. Ранее, по материалам ГСЗ было высказано предположение, что возвышенность подстилается континентальной корой [2] мощностью, которой достигает 9 км [5].

Возраст вулканитов определен 5.3, 4.9 и 16, 11.2, 11.5 млн лет для возвышенностей Васильковского и Берсенева соответственно [3].

Исследования другими геофизическими методами этих возвышенностей с помощью гравиметрической и гидромагнитной съемок показали различия в интенсивности гравитационных и магнитных аномалий для этих возвышенностей (рисунок).

На рисунке видно, что интенсивность гравитационной аномалии возвышенности Берсенева в три раза превышает аномалию возвышенности Васильковского, если обратиться к аномалиям магнитного поля наблюдается обратная картина возвышенность Васильковского попадает в область интенсивной положительной аномалии, которая продолжается в восточном направлении, отражая высокую неоднородность магнитоактивного слоя коры. Более древние породы, представленные в континентальной коре, имеют более низкие индуктивные и остаточные намагниченности, чем новообразованные, что связано как с их составом, так и с разрушением намагниченности в процессе существования породы [1]. Очевидно, возвышенность Берсенева является

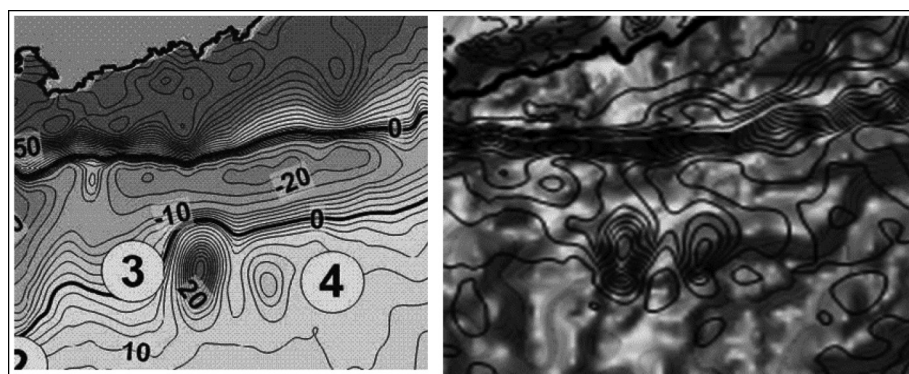


Рис. А – Карта аномалий гравитационного поля в редукции Фая по данным ТОИ (Прокудин и др.). Изолинии в м Гал. Цифры в кружках 3 – возвышенность Берсенева, 4 – Васильковского.

Б – Аномальное магнитное поле в виде затененного рельефа, линии – изобаты.

останцем континентальной коры имеющим более глубинное продолжение, что отражается в гравитационной аномалии и менее магнитоактивных вмещающих породах, а возвышенность Васильковского является новообразованной структурой – вулканом, наложенным на ранее образовавшуюся кору, на границе континентальной растянутой и новообразованной, представленной лавами основного состава в процессе образования рифта Центральной котловины, неоднородное строение которого хорошо проявляется в аномальном магнитном поле.

Литература

1. Зимин П.С. Аномальное магнитное поле и природа магнитоактивного слоя северо-западной части Японского моря. Дисс. соиск. к.г.-м.н. Владивосток. 2002. 133 с.
2. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Структура фундамента и сейсмостратиграфия осадочного чехла северной части Японской котловины в районе возвышенности Тарасова (Японское море)//Океанология, Т. 47, № 5. С. 742–755.
3. Прокудин В.Г., Съедин В.Т., Валитов М.Г., Медведев С.Н. Центральная котловина Японского моря : история изучения и тектоника. // Вестник Краунц. Науки о Земле. 2018, № 4., Выпуск 40. С.
4. Цой И.Б., Карнаух В.Н., Леликов Е.П. Наименования подводных морфоструктур Японского моря-история и современные проблемы// Океанология. 2013. Т. 53, №6. С. 800–812.
5. Sato T., Shinohara M., Karp B., Kulinich R., Isezaki N. P-wave velocity structure in the northern part of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns. //Earth Planets Space. 2004. N 56. P. 501–510.

Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИИ)

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

Информация о строении литосферы рассматриваемого региона основана на геофизических данных, которые сопровождают геологические съемки [1], также учитывались результаты региональных исследований [3,4]. Вся базовая геологическая информация – на основе геологической карты новой серии масштаба 1:1 000 000 [2].

Целью данной работы является изучение глубинного строения региона на основе целенаправленной качественной и количественной переинтерпретации данных гравиметрии с привлечением новых компьютерных технологий и подходов к интерпретации.

Геолого-структурная характеристика. Изученная территория является областью сочленения Сибирской платформы, Верхояно-Колымской складчатой системы и Охотско-Чукотской вулканоплутонической области, которые состоят из следующих элементов.

Сибирская платформа в пределах изучаемой территории сложена выступами раннедокембрийского кристаллического фундамента (восточная часть Алдано-Станового щита и Батомгский выступ), раннепротерозойскими Верхнеучурской вулканоплутонической зоной и Улканским терригенно-вулканогенным прогибом, позднепротерозойско-среднепалеозойскими Аяно-Шевлинским перикратонный прогибом и Учуро-Майской плитой, раннемезозойской Вилюйской синеклизой. Алдано-Становой щит представлен элементами Южно-Алданской (Тыркандский и Луриканский блоки) и Становой (Джанинский, Джугджурский, Кирано-Лавлинский блоки) блоковых систем. Блоки Южно-Алданской системы преимущественно состоят из метаморфитов гранулитовой стадии, Становой – из интрузивных образований разного возраста.

Верхояно-Колымская складчатая система представлена своим южным окончанием, прослеживается в меридиональном направлении имеет эпикратонный характер. От Сибирской платформы на западе она отделена Нельканским надвигом. На юге породы ее рифейского разреза налегают на раннеархейские метаморфиты и гранитоиды Батомгского выступа. В составе системы выделяются Юдомо-Майская, Южно-Верхоянская структурно-формационные зоны (СФЗ) и Билякчанская система блоков.

Охотско-Чукотская вулканоплутоническая область представлена позднемезозойскими наложенными орогенно-магматическими структурами Удской и Предджугджурской ВТС.

Вне связи с Охотско-Чукотской вулканоплутонической областью на территории выделяются Учуро-Кет-Капский и Верхнеюдомский вулканоплутонические районы (ВПР).

Методика. Переинтерпретация гравиметрической информации выполнена с помощью комплекса вероятностно-статистической обработки Коскад 3D [5]. Качественный анализ проведен посредством районирования гравитационного поля. Количественная интерпретация проведена через решение обратной задачи: была рассчитана плотностная модель до глубины 60 км. Визуально она представлена в виде глубинных срезов, опирающихся на глубинные разрезы.

Результаты.

1. Карта гравитационного поля с юго-запада на северо-восток делится на три области. С юго-запада на северо-восток: региональный гравитационный минимум соот-

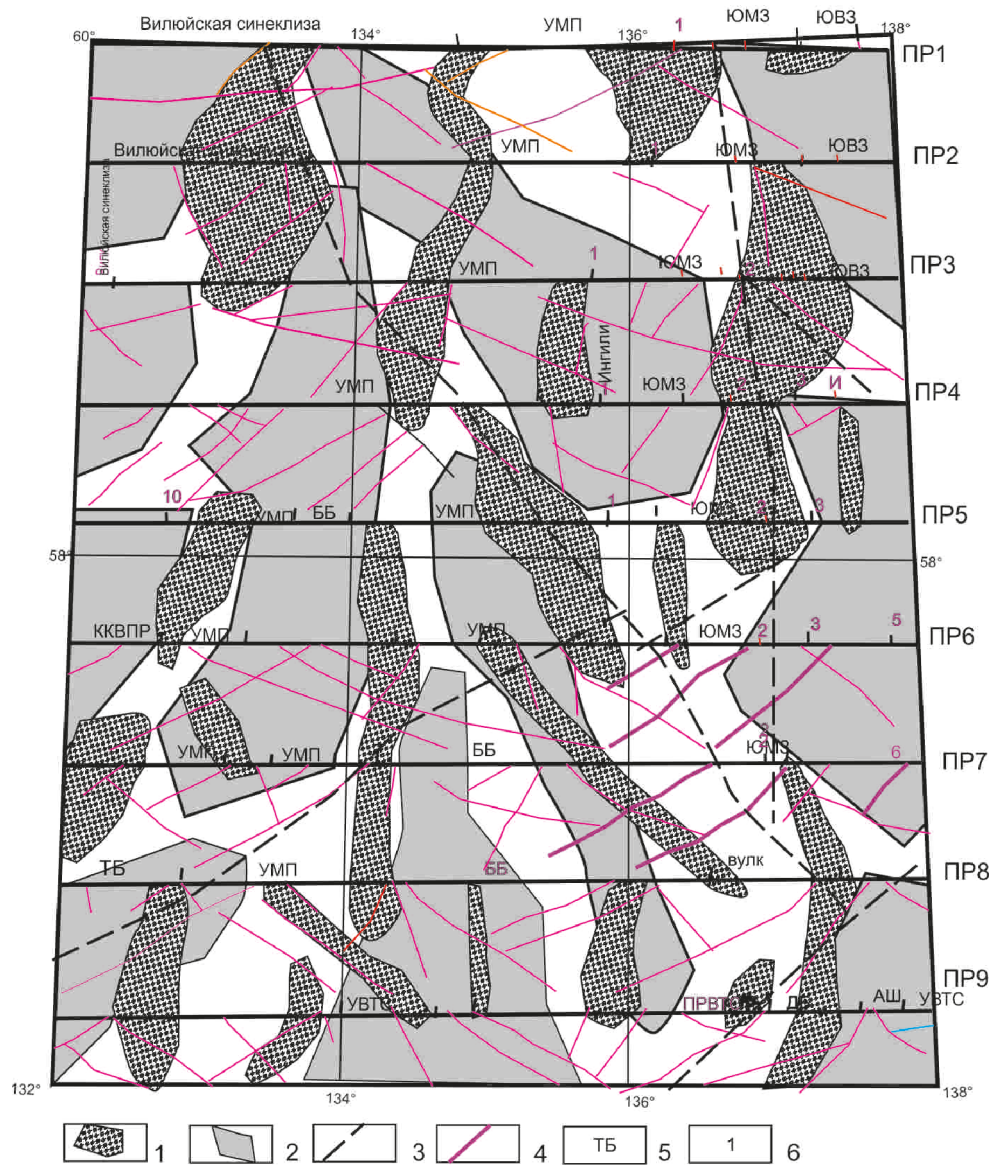


Рис. Элементы глубинного строения литосферы Западного Приохотья.
 Зоны и области: 1 – гранитизации; 2 – базификации; основные нарушения: 3 – крупные межблоковые, 4 – разломы, выделенные по расчетным плотностным разрезам; основные тектонические элементы вдоль разрезов: 5 – структурные (УМП – Учуро-Майская плита; структурно-формационные зоны: ЮМЗ – Юдомо-Майская, ЮВЗ – Южно-Верхоянская; метаморфические блоки: ББ – Батомский, ТБ – Тырканский, ДБ – Джугджурский; АШ – Аяно-Шевлинский перикратонный прогиб; ККВПР – Кет-Капский вулканоплутонический район; вулканотектонические структуры: УЛВТС – Улканская, ПРВТС – Преддзугджурская, УВТС – Удская); 6 – разломы (1 – Нельканский, 2 – Улахан – Бамский, 3 – Бурхалинский; 5 – Билячанский, 10 – Малоаимский).

ветствующий Тырканскому блоку; далее минимум сменяется областью знакопеременного поля, которая протягивается в северо-западном направлении от Джугджурского блока до р. Алдан и соответствует Батомгскому блоку Сибирской платформы и Юдомо-Майской СФЗ; в северо-восточном углу площади опять выделяется региональный минимум меньшей интенсивности – соответствует отложениям Южно-Верхоянской СФЗ (Аллах-Юнской подзоне).

2. В глубинной структуре выделяется пять блоков литосферы, отличающихся интенсивностью и направлением плотностных аномалий.

3. Межблоковые разрывные структуры часто сопровождаются линейными зонами разуплотнения.

4. Плотностной фон структурно формационных зон Верхояно-Колымской складчатой области ниже СФЗ Сибирской платформы.

5. Блоки Сибирской платформы характеризуются близки по плотности, но различаются направлением плотностных аномалий.

6. Метаморфические выступы фундамента – Тырканский, Батомский, Джугджурский имеют полосчатую структуру с чередованием аномалии повышенной и пониженной плотности.

7. Тырканский региональный минимум на всю глубину модели (60 км) как единая структура не просматривается, т.е. вероятно, он имеет более глубинные корни.

8. Кроме блоковых плотностных неоднородностей выделены локальные зоны пониженной и повышенной плотности их секущие – вероятно являются продуктами более поздней активизации.

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. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка Гл. научн. редактор Роганов Г. В. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 г. 364 с.
3. Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Н.П.Романовский, Ю.Ф.Манилов Петрофизические особенности тектонических структур Охотоморской зоны перехода континент-океан. // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35, № 5. С. 39–53.
4. Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера 2014. № 2. С. 144–151.
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.

Каплун В.Б., Бронников А.К.

**СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ДАННЫМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПО ПРОФИЛЮ
ДАЛЬНЕРЕЧЕНСК – БУХ. ВРАНГЕЛЯ**

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

В период 2019–2020 годов нами были выполнены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) с целью изучения глубинного строения Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС) вдоль ее простираения. Профиль МТЗ начинается в северной части Ханкайского массива, переходит в Центральную зону Сихотэ-Алинской складчатой системы, проходит в её пределах в юго-западном направлении, пересекает Сергеевский блок Ханкайского массива [2] и заканчивается на берегу Японского моря. Зондирования выполнены с шагом 5–10 км. Регистрация электромагнитного поля Земли проводилась магнитотеллурической станцией MTU-5A производства фирмы Phoenix Geophysics Ltd (Канада) с использованием двух типов индукционных датчиков МТС-30 и МТС-50. В результате обработки полевых данных были построены амплитудные и фазовые кривые МТЗ в широком частотном диапазоне от 10 кГц до 0.001 Гц. Интерпретация кривых МТЗ проводилась в рамках трехмерной модели в программе ModEM [8]. Для выполнения расчётов использовались вычислительные ресурсы ЦКП «Центр данных ДВО РАН» [6]. В качестве базовой модели бралось полупространство сопротивлением 500 Ом·м. Для учёта влияния моря в базовую модель были включены блоки сопротивлением 0.3 Ом·м мощностью согласно батиметрии и максимально точно воспроизводилась линия берега. Сетка базовой модели включала 170 блоков по оси X (на север), 169 блоков по оси Y (на восток) шириной 2.5 км в основной зоне и 27 блоков по оси Z (вертикально вниз) с плавно увеличивающейся мощностью, начиная с 50 м. Для расчёта было взято 50 периодов в диапазоне от 0.0001 с до 1000 с. Использовались данные с 292 пунктов магнитотеллурических зондирований. Инверсия производилась по данным импеданса и типпера одновременно. Уровень ошибки для основного импеданса – 5% от $|Z_{xy} \cdot Z_{yx}|^{(1/2)}$, для дополнительного – 50 %, для типпера – 5 %. RMS окончательной модели равен 3.97. На основе полученной модели построен геоэлектрический разрез до глубины 150 км (рис.).

Геоэлектрический разрез характеризуется сложным строением, как земной коры, так и верхней мантии. Земная кора состоит из блоков высокого электрического сопротивления (ЭС) свыше 1000 Ом·м, разделенных зонами низкого ЭС менее 100 Ом·м. Подошва блоков высокого ЭС располагается в основном на глубинах 15–20 км, но иногда достигают подошвы земной коры, которая здесь по данным ГСЗ [1] составляет 32–36 км. В южной части Самаркинской подзоны САСС на границе с Сергеевским блоком Ханкайского массива выделяется блок высокого ЭС 1 000–10 000 Ом·м, корни которого прослеживаются в верхней мантии до глубины 150 км. Рассмотрение гравитационного поля (рис.) показывает, что его минимальные значения наблюдаются в пределах САСС над телами высокого ЭС. Наиболее глубокий минимум гравитационного поля наблюдается над блоком высокого ЭС, уходящего своими корнями в верхнюю мантию. Над блоками высокого ЭС Ханкайского массива гравитационное поле имеет повышенные значения, особенно над Сергеевским блоком, что свидетельствует о повышенной здесь плотности верхней мантии.

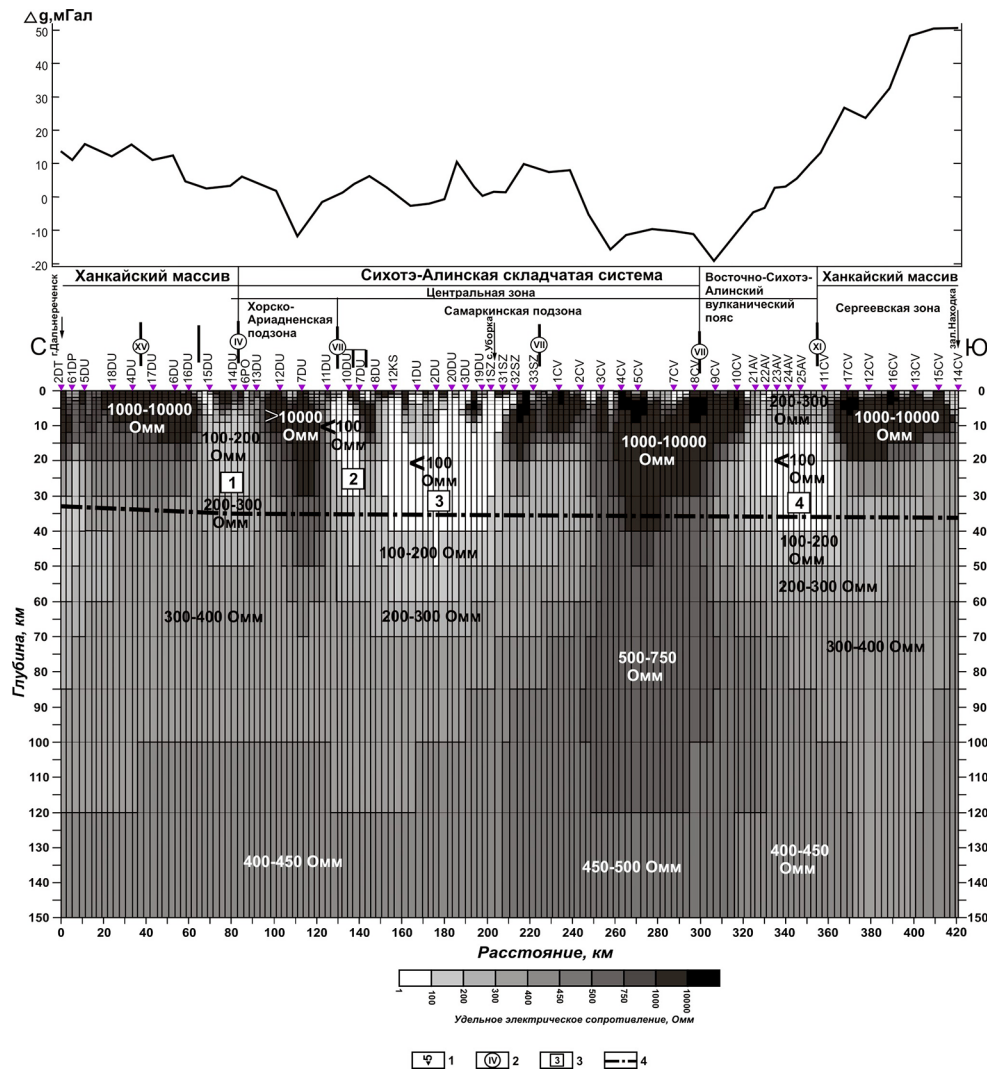


Рис. Геоэлектрический разрез по профилю г. Дальнереченск – бух. Врангеля по данным магнитотеллурических зондирований.

Условные обозначения: 1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – основные разломы: IV – Арсеньевский, VII – Самаркинский, XI – Партизанский, XV – Среднеханкайский; 3 – зоны низкого электрического сопротивления: 1 – Ореховская, 2 – Самаркинская, 3 – Кокшаровская, 4 – Партизанская; 4 – подошва земной коры по данным ГСЗ [1].

В земной коре выделено четыре проводящих зоны, три из которых – Ореховская, Самаркинская и Партизанская, связаны с основными разломами – Арсеньевским, Самаркинским и Партизанским, соответственно. Это показывает, что земная кора в зоне данных разломов находится в раздробленном состоянии, и, вероятно, насыщена водными растворами, которые приводят к резкому понижению ЭС. Однако не все основные разломы проявились на геоэлектрическом разрезе как зоны низкого ЭС. Сред-

неханкайский разлом и южная ветвь Самаркинского разлома расположены в блоках высокого ЭС. Это может свидетельствовать о различной геодинамической обстановке как в разных тектонических структурах, так и вдоль простирания разломов. Четвертая зона низкого ЭС – Кокшаровская, расположена в Хорско-Ариадненской зоне САСС, имеет протяженность около 40–50 км и достигает на глубину подошвы земной коры. Ранее эта зона низкого ЭС была выделена нами при проведении работ по широтному профилю г.Спасск-Дальний – бух. Зеркальная [3]. Ширина её составляет около 15 км. Природа данной аномалии в настоящее время не ясна. Над проводящими зонами САСС отмечается повышение уровня гравитационного поля.

Верхняя мантия вдоль профиля характеризуется неоднородным строением, которое можно представить в виде двух слоев, расположенных на глубинах от 40 до 100–120 км и от 100–120 до 150 км с сопротивлениями 300–400 Ом·м и 400–450 Ом·м, соответственно, которые осложнены зонами как повышенного, так и пониженного ЭС. Подобное распределение ЭС показывает неоднородность глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня вдоль его простирания, которое, вероятно, связано с перемещениями в пределах трансформной континентальной окраины [7]. Сопоставление с геоэлектрическими разрезами, полученными нами ранее [3–5], показывает пространственное неоднородное строение верхней мантии как вклет, так и по простиранию САСС.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ФГБУН ИТиГ ДВО РАН №075-00378-21-00.

Литература

1. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М., Наука, 1976. 92 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (K-52),53 (оз.Ханка). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2011.
3. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г.Спасск-Дальний – бух.Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, №5. С. 31–47.
4. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г.Дальнереченск – с.Рошино – п.Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 5. С. 3–13.
5. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований по профилю с.Абражеевка – п.Валентин // Тихоокеан. геология, 2020. Т.39, №4. С. 3–15.
6. Сорокин А.А., Макогонов С.В., Королев С.П. Информационная инфраструктура для коллективной работы ученых Дальнего Востока России // Научно-техническая информация. Серия 1: Организация и методика информационной работы. 2017. № 12. С. 14–16.
7. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Программа и тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. 272 с.
8. Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences, 2014. V. 66. P. 40–53.

Кудымов А.В.

ОСОБЕННОСТИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ УЛЬБАНСКОГО ЗАЛИВА

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

В поздний мел – кайнозой, в эпоху нового этапа рифтогенеза на Сихотэ-Алине наиболее активными были разломы северо-восточного продолжения разломной системы Тан-Лу [2, 3], а также разрывы зоны северо-западного простирания [7] в низовьях р. Амур (северное окончание Сихотэ-Алинского орогенного пояса). Крайне актуален вопрос происхождения и развития сопряженных с разломами Тан-Лу и разрывными нарушениями зоны северо-западного простирания кайнозойских впадин, формирование которых напрямую зависит от палеогеодинамики этих разломов. Палеогеодинамика разломов, как известно, определяется напряженным состоянием области динамического влияния последних.

С целью расшифровки динамических обстановок формирования разрывов зоны северо-западного простирания и соответственно их кинематических характеристик, на побережье Ульбанского залива (между устьем р. Иткан и мысом Обрывистый), в среднеюрских отложениях и в дайках позднемеловых вулканитов, с помощью зеркал и штрихов скольжения реконструировались локальные поля напряжения [1, 8].

Реконструированные поля напряжения по ориентировкам осей квазиглавных нормальных напряжений разделяются на группы в соответствии с типами [9].

В рассматриваемом районе установлены локальные поля напряжения сдвигового типа. Кроме этого, восстановлены еще и поля напряжения с крутыми усилиями (взбросового и сбросового типов), а также поля промежуточных разновидностей.

По пересекающимся штрихам на одном зеркале скольжения показано, что поля напряжения с крутыми усилиями имеют отчетливо наложенный характер.

Согласно нашим исследованиям, проведенным за пределами рассматриваемой территории Сихотэ-Алиния [3–7] восстановленные 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.

Остановимся на наиболее важных полях напряжения, полях сдвигового типа. Они, согласно вышеизложенному, является наиболее ранними. Разделены эти поля напряжения нами на две группы (А и Б).

Общее поле напряжения сдвигового типа первого вида (группа А) имеет следующие ориентировки статистических траекторий: оси сжатия субмеридиональную, а оси растяжения субширотную. Указанные ориентировки осей общего поля напряжения согласуются с общими полями напряжения данного вида в других местах Сихотэ-Алиния [3, 5–7]. В этот период активно проявляются правосдвиговые смещения по разломам северо-западного простирания.

Общее поле напряжения сдвигового типа второго вида (группа Б) меняет ориентировки статистических траекторий осей. Они ориентированы: сжатие в северо-восточном, а растяжение в юго-восточном направлениях. Необходимо отметить, что отмеченные ориентировки осей общего поля напряжения совершенно отличные от ориентировок осей общих полей группы Б, восстановленных в других местах Сихотэ-Алиния [3, 5–7]. В условиях данного поля напряжения правосдвиговые смещения по северо-западным

нарушениям сменяются на левосдвиговые.

Согласно пересекающимся штрихам на одном зеркале скольжения нами на Нижнем Амуре было установлено, что поля напряжения группы Б имеют отчетливо наложенный характер [3]. Следовательно, правостороннее смещение по северо-западным разрывам, в пределах северного окончания Сихотэ-Алинского орогенного пояса, отвечает первой стадии дислокаций. По нашим геологическим данным [3, 5–7], возраст этой стадии дислокаций принимается предположительно как палеоцен-эоцен. Возраст дислокаций второй стадии (поля напряжения группы Б) условно принимается как олигоцен-миоцен.

Таким образом, можно предположить, что восточнее района исследования, в палеоцен – эоцене и в олигоцен-миоцене, в зоне развития северо-западных разрывов, закладываются и развиваются впадины Нижнеамурской группы [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 21-55-50001).

Литература

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Кириллова Г.Л., Анойкин В. И. Структура Амуро - Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно - Азиатской аккреционной системы // ДАН. 2011. Т. 436. N 1. С. 64–68.
3. Кудымов А.В. Кайнозойские поля напряжения в зоне Киселевского разлома Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2010. № 6. С. 49–56.
4. Кудымов А.В. Структурообразование в зоне северо – восточного фрагмента Колумбинского разлома (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2013. № 4. С. 68–79.
5. Кудымов А.В. Постаккреционные кинематические характеристики Наильдинского разлома Нижнего Приамурья разломной системы Тан – Лу // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56.
6. 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.
7. Кудымов А.В. Тектонофизические условия активизации главных разломов Нижнего Приамурья в кайнозое, происхождение и развитие сопряженных с ними впадин // Геотектоника. 2017. № 6. С. 72–95.
8. Парфенов В. Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. С. 60–72.
9. Anderson E.M. The dynamics of faulting – Edinburg: Oliver and Boyd. 1951. 206 p.

А.И. Малиновский**КОРДОНКИНСКАЯ СВИТА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ЛИТОЛОГИЯ И
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивостока

Раннесилурийская кордонкинская свита входит в состав палеозойско-раннемезозойского Лаоэлин-Гродековского террейна. Террейн расположен в юго-западной части Приморского края, протягиваясь вдоль границы с Китаем на 300 км и частично располагаясь на его территории (рис.). Совместно с раннепалеозойскими террейнами Бурей-Ханкайского орогенного пояса он составляет западное обрамление позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [1]. Террейн образован мозаикой разновозрастных блоков, сложенных нижнесилурийскими, пермскими и триасовыми терригенными и вулканогенными образованиями, общей мощностью до 5000 м.

Раннесилурийская кордонкинская свита, мощностью до 2000 м, обнажается в виде линзовидного тектонического блока, вытянутого в меридиональном направлении на 35 км при ширине до 6 км. Нижняя часть свиты сложена базальтами, андезитами, туфами и туффитами основного состава, редко алевролитами, аргиллитами, кремнисто-глинистыми породами. В верхней части преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, прослои гравелитов и конгломератов, горизонты кремнисто-глинистых пород, базальтов, андезитов и их туфов.

Для выяснения положения, типа и породного состава областей питания, а также установления геодинамической природы бассейнов седиментации террейна изучался вещественный состав песчаных пород.

По петрографическому составу песчаники раннесилурийской кордонкинской свиты являются вулканомиктовыми, при этом по составу породообразующих компонентов относятся к кварцево-полевошпатовым грауваккам [2]. Кварца в породах от 13 до 22 %, полевых шпатов от 32 до 46 %, при этом преобладают кислые плагиоклазы (55–85 %), а среди обломков, в сумме составляющих 34–49 %, преобладают основные и средние эффузивы, меньше терригенных и кремнистых пород, а кварциты и сланцы редки.

Среди тяжелых обломочных минералов в отложениях кордонкинской свиты наиболее распространена их ассоциация, происходящая из основных и ультраосновных магматических пород: хромит, магнетит, пироксен, роговая обманка, эпидот, а также ильменит и лейкоксен, которые могут встречаться и в гранитоидах. В среднем сумма этой ассоциации составляет 92 %, а в отдельных пробах до 100 %. Основной минерал ассоциации – хромит (в среднем 55 %, а в некоторых пробах 88%). Меньше амфиболов (до 50 %), пироксенов (до 30 %), магнетита (до 9 %), эпидота (до 21 %), ильменит и лейкоксен (в сумме до 45 %). Ассоциацию, связанную с кислыми изверженными и метаморфическими породами, образуют циркон, гранат, турмалин и апатит. В сумме их крайне мало: в среднем до 8% и лишь в отдельных пробах циркон составляет 10–18 %.

По химическому составу песчаники свиты однородны: содержание SiO₂ колеблется от 54.50 % до 64.51 %, TiO₂ (0.61 %–1.19 %), Al₂O₃ (12.22–16.66 %), FeO+Fe₂O₃ (6.63–9.26 %), MgO (2.36–7.83 %). Песчаники характеризуются свойственным для граувакк преобладанием Na₂O над K₂O (2.26–4.39 % и 0.86–2.13 % соответственно). По всем своим геохимическим параметрам песчаники относятся к типичным грауваккам.

По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов

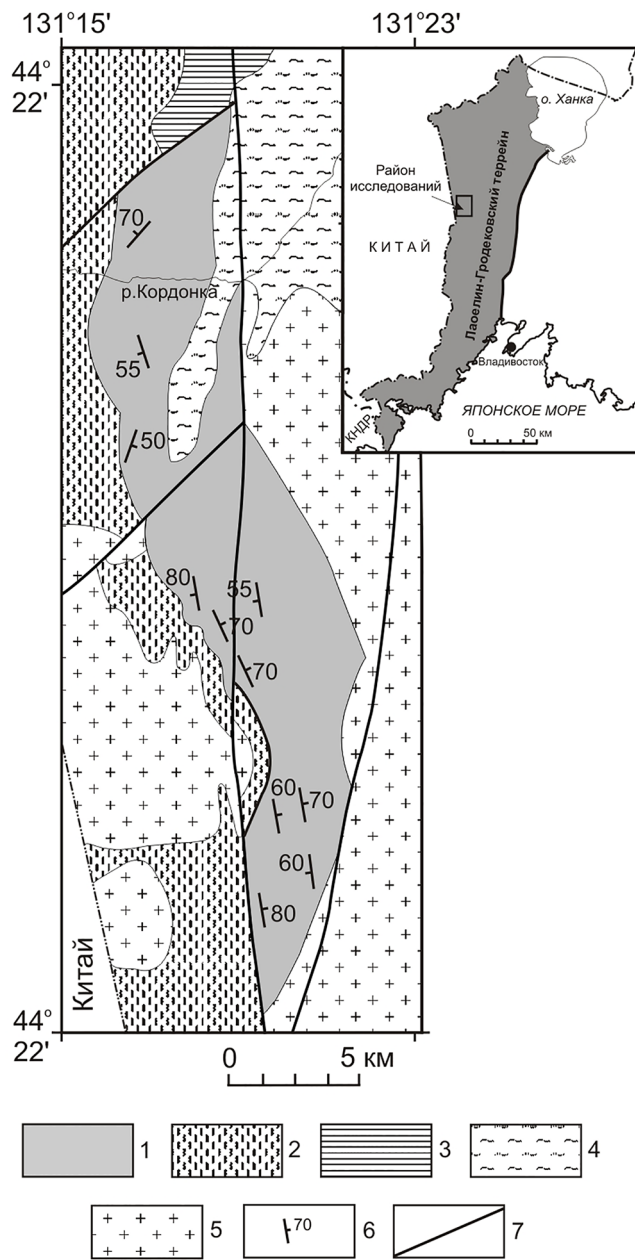


Рис. Схематическая геологическая карта района распространения отложений кордонкинской свиты. 1–3 – свиты: 1 – кордонкинская (S_1), 2 – решетниковская ($P_{1,2}$), 3 – барабашская (P_2); 4 – перекрывающие кайнозойские отложения; 5 – граниты; 6 – элементы залегания; 7 – разломы.

(РЗЭ) песчаники кордонкинской свиты близки. Суммы содержаний РЗЭ относительно невелики и варьируют от 55 до 183 г/т. Спектры распределения РЗЭ в породах однотипны и характеризуются умеренной степенью фракционирования с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ($LaN/YbN=3.58-8.97$), Помимо этого, спектры характеризуются слабовыраженной либо отсутствием отрицательной европиевой аномалией ($Eu/$

$Eu^*=0.71-1.14$). По сравнению с PAAS, принятым за средний состав верхней континентальной коры, породы незначительно (1.1–2.1 раза) обеднены большинством элементов, и лишь иногда находятся в равных либо несколько более высоких концентрациях.

Полученные данные по вещественному составу позволяют реконструировать тектонический тип и породный состав области сноса, а также восстановить геодинамическую обстановку формирования нижнесилурийских терригенных отложений кордонкинской свиты Лаоэлин-Гродековского террейна. Палеогеодинамическая интерпретация осуществлялась на основании актуалистического подхода, т.е. сравнения с результатами изучения древних терригенных пород и современных глубоководных осадков [3–8].

Палеогеодинамическая интерпретация всей совокупности полученных в процессе исследования данных по составу, содержанию и характеру распределения породообразующих компонентов, тяжелых обломочных минералов, петрогенных, редких и редкоземельных элементов в терригенных породах кордонкинской свиты свидетельствуют, что седиментация происходила в бассейне, связанном океанической островной дугой, примером которой является современная Идзу-Бонинская дуга. Областью питания, поставлявшей обломочный материал в этот бассейн, была сама дуга, сложенная основными и средними вулканитами, а также магматическими и осадочными образованиями, входившими в состав ее фундамента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00037 и № 19-05-00229).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 981 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. № 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. № 63. P. 149–160.
8. Teraoka Y. Detrital garnets from Paleozoic to Tertiary sandstones in Southwest Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 2003. V. 54. № 5–6. P. 171–192.

Манилов Ю.Ф.

СТРУКТУРА ГЕТКАНСКОЙ ПЛОЩАДИ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

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

Изучаемая площадь занимает территорию геологического листа N-51-XI, масштаба 1:200 000. Геологическое строение и эволюция рассматриваемой территории обусловлены расположением в области взаимодействия элементов 3-х крупных тектонических объектов: Становой и Западно-Становой складчато-блоковых систем (ССБС и ЗССБС) и разделяющей (сшивающей) их Джелтулакская шовной зоны [1].

Границы между основными структурными элементами дискусионны, т.к. на большей части площади перекрыты осадочными и вулканогенными отложениями.

Часть неопределенностей призвана решить данная работа.

Базовые материалы: гравиметрическая карта в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 , М 1:200 000; карта изолиний магнитного поля (ΔT)_a, масштаба 1:200 000; геолого-геофизические разрезы по данным глубинного сейсмического зондирования, МТЗ, тектонические и геологические карты М 1:200 000–1:1 000 000, таблица физических свойств пород региона [3].

Методика. Работа проводилась по двум направлениям: глубинные и площадные исследования. Каждое направление в свою очередь было разделено на два этапа. На первом этапе материалы обрабатывались для каждого метода отдельно, на втором – делался совместный анализ результатов разных геофизических методов в сопоставлении с данными геологии и петрофизики.

Основным инструментом обработки информации геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для анализа трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического подхода [2]. Функциональное наполнение комплекса "КОСКАД 3D" дает возможность провести спектрально-корреляционный и статистический анализ геоданных, выполнить 3D моделирование гравитационного и магнитного полей.

Результаты. Результатом глубинного изучения стал геолого-геофизический разрез, заданный в крест простираения основных геологических структур и ориентировке аномальных полей на территории листа.

Моделирование геологической среды и построение геолого-геофизических разрезов выполнено посредством комплекса "КОСКАД 3D" через построение плотностной и магнитной моделей листа, посредством решения обратной задачи. Геологической опорой интерпретационной модели служит априорная геолого-структурная модель геологического разреза по линии заданного профиля и петрофизические параметры слагающих его вещественных комплексов.

На полученной плотностной модели (рис.) контрастно отразились глубинные неоднородности, которые позволили увидеть структурные особенности основных тектонических зон.

Площадное распределение основных структурных объектов удалось закартировать на основе схемы комплексной интерпретации геофизических данных, которая является результатом совместного анализа гравиметрической, магнитной, геологической и петрофизической информации.

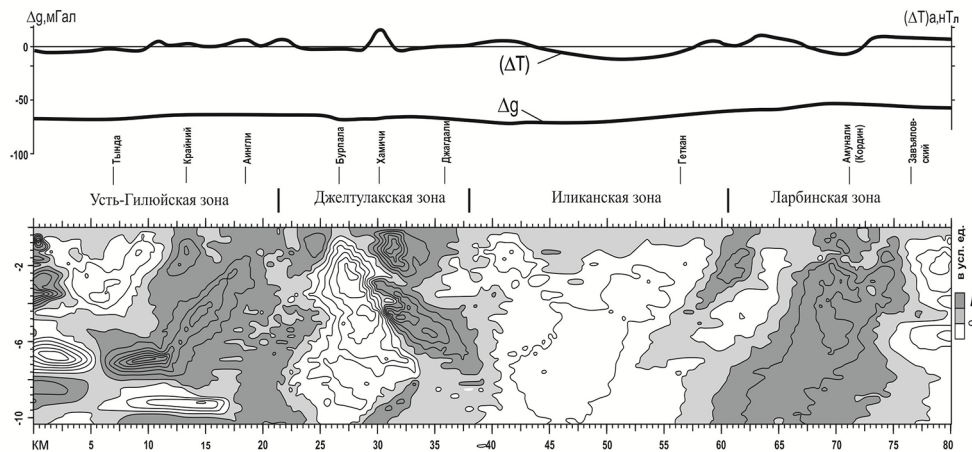


Рис. Плотностной разрез вдоль геолого-геофизического трансекта

Наиболее крупная по площади ССБС хорошо разделяется в полях: на региональный положительный максимум Δg и ΔT_a изометричной формы с центром на слиянии рек Тынды и Геткан у г. Тынды и остальной менее интенсивной частью с север-северо-западной ориентировкой аномалий полей. Очевидно, что региональная положительная аномалия Δg связана с древними метаморфическими комплексами Ларбинской зоны (ЛЗ), возраста $AR_1 - AR_2$. Внутри аномалии выделяется часть близотреугольной формы с наибольшей интенсивностью, вероятно это неизменное ядро древнего блока, представленное гнейсами и кристаллосланцами. Остальная часть аномалии менее интенсивная. Связано это с тем, что по периферии метаморфические комплексы подверглись переработке средне-кислыми интрузиями различного возраста (от AR_2 до K_1). Центр магматизма K_1 находится в бассейне реки Шахтаум, картируется пониженными уровнями полей Δg и ΔT_a , выделен на схеме интерпретации отдельным блоком.

В поле остальной части ССБС выделяются 2 региональных минимума: на северо-западе и на юго-востоке, которые, вероятно, связаны с очагами позднеюрского гранитоидного магматизма.

На крайнем северо-западе листа расположен блок, представленный крупной изометричной аномалией Δg (интенсивность 15–20 мГал), на поверхности ему соответствуют слабоизмененные метаморфические комплексы AR_2 . Высокая интенсивность аномалии может быть связана и с габброидами AR_2 , которые картируются на границе с листом N-51-X.

Наиболее сложная по структуре полей является Джелтулакская шовная зона. Это объясняется пестрым коллажем разновозрастных метаморфических и интрузивных комплексов, проявленных вдоль системы Джелтулакского разлома. Глубинная часть зоны хорошо отражена в плотностной модели (рис.). Сам разлом имеет сложную мозаичную структуру, где нарушения формирующие направленность основной системы деформируются дизъюнктивами, идущими вкостростирирования шовной зоны. Еще одним важным репером зоны являются положительные линейные аномалии ΔT_a высокой интенсивности (свыше 500 нТл), вероятно связанные с интрузивным магматизмом вдоль системы Джелтулакского разлома.

В структуре Усть-Гилульской зоны (УГЗ) выделяются 3 блока. Юго-западный: хорошо диагностируется высоким уровнем положительного поля ΔT_a (свыше 500 нТл) и отрицательного поля локальной составляющей Δg малой интенсивности (до 10 мГал), выполнен позднепалеозойскими интрузиями Нерчуганского комплекса. Центральный: вытянут вдоль русла реки Тынды, область линейного слабоположительного поля локальной составляющей Δg . Блок почти полностью перекрыт терригенными отложениями Нижнетындинской впадины. Предполагаемая природа – плагиограниты Древнестанового комплекса и переработанные остатки метаморфитов PR_1 - AR_2 , которые дают некоторое повышение плотности блока на фоне менее плотных и более молодых гранитоидных интрузивов. Юго-Восточный: характеризуется умеренным отрицательным полем ΔT_a и крупным минимумом, который, вероятно, отвечает очагу плавления кислых позднеюрских магматитов, выполнен умереннощелочными гранитами Верхнеурканского комплекса.

Выделенные на схеме интерпретации локальные аномалии в большинстве своем близповерхностные объекты, с глубиной залегания 3–5 км. Большинство положительных аномалий связано с линзами слабоизмененных метаморфитов докембрия. Часть локальных положительных аномалий соответствует базитам Гетканского комплекса. Отрицательные локальные аномалии, по-видимому, связаны с кислыми интрузивными телами мезозойского возраста.

В пределах листа были выделены две небольшие структуры, имеющие радиально-кольцевую конфигурацию градиентных зон полей Δg и ΔT_a и радиальную организацию локальных аномалий. Каждая из них представлена двумя локальными аномалиями: положительной и отрицательной. Природа структур явно магматическая.

Литература

1. Вольский А.С., Шатков Г.А., Красный Л.И. и др. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.
2. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации /М: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
3. Физические свойства горных пород Дальнего Востока. Справочник в 2-х частях. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. 393 с.

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

**СИНСДВИГОВАЯ ГРАНИТИЗАЦИЯ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДОВ
КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (КРР)**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Исследования мелового тектогенеза Сихотэ-Алиня [1 и др.] свидетельствуют о ключевой роли сдвигов в локализации проявлений магматизма в период меловой региональной тектономагматической активизации. Между тем, в отличие от дизъюнктивных (сколовых и деструктивных) форм сдвиговых дислокаций степень влияния синсдвиговой складчатости на характер локализации и морфологии меловых гранитоидных интрузий Сихотэ-Алиня изучена явно недостаточно, хотя ранее уже обращалось внимание исследователей региона на факт конкордантности ряда крупных гранитоидных плутонов вмещающим синсдвиговым складчатым структурам [2]. О том, что синсдвиговая складчатость оказывала существенное влияние на локализацию меловых гранитоидов, говорят наши исследования морфологии и инфраструктуры апт-кампанских гранитоидных интрузий мяочанской серии в КРР, которая включает в себя три интрузивных комплекса: пурильский гранодиоритовый → силинский монцонитоидный → чалбинский гранитный [3–4 и др.].

1. Ранее нами было показано [5 и др.], что региональная апт-кампанская синсдвиговая складчатость сформировалась в виде единой линейной системы пологих, равномерных, субпараллельных конседиментационных структур: синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий – шириной 18 км каждая, наложенных на доаптское терригенно-флишевое основание по типу складчатости продольного изгиба. Ряд прогибов компенсированы апт-кампанскими эпиконтинентальными вулканогенно-осадочными образованиями холдаминской и амутской свит. При этом риолиты нижней части холдаминской свиты комагматичны пурильским гранодиоритам, а андезиты амутской свиты – силинским монцонитоидам [3–5 и др.]. Чалбинское поднятие [3–5 и др.] вмещает одноименный массив, батолитоподобные граниты которого относятся к чалбинскому интрузивному комплексу. Все крупные складчатые структуры имеют СВ (40–50°) простирание, закономерно ориентируясь под косым углом к ССВ (10–30°) Комсомольской сдвиговой зоне, где наиболее крупными разломами являются Чалбинский, Мяочанский и Холдаминский левые сдвиги. Как известно [1, 5 и др.], их левосторонняя активизация под действием СЗ (340–350°) латерального сжатия, как и везде в Сихотэ-Алине, определяет структурный стиль и геодинамику апт-кампанского складко- и разломообразования, а также геодинамические условия локализации синхронных рудно-магматических образований.

2. Крупнейшие поднятия и прогибы совместно с Чалбинским, Мяочанским и Холдаминским левыми сдвигами контролируют пространственное размещение выделяемого геофизиками [6 и др.] пологого линзовидного Комсомольского криптоплутона (КК) мощностью 0–5 км, который включает в себя практически все гранитоидные проявления пурильского и чалбинского комплексов. При этом рельеф кровли криптоплутона является полностью конкордантным структурному рисунку основной складчатой системы, который фиксируется также морфологией поверхности доаптского основания. Особенно четко это видно в зоне сопряжения Чалбинского сдвига и Чалбинского поднятия, где расположен Чалбинский массив, рассматривающийся как эродированная часть КК [6 и др.].

3. Точно такая же картина имеет место и для особенностей локализации силинских монцонитоидов. Как оказалось, хорошо известный Силинский массив, лежащий на КК

[6 и др.], приурочен к Центральному поднятию, что подчеркивается его лакколитообразной формой с утолщением к замку поднятия. Это является еще одним подтверждением нашего вывода о том, что СВ региональная складчатость является подобной. Вывод был получен ранее при исследовании условий формирования прогибов, контролирующих апт-кампанские вулканогенно-осадочные бассейны [5 и др.]. При этом в массиве от апикальные его частей к центру наблюдается изменение состава пород от основных (габбро) разностей к диоритовым и далее к кислым (гранитным). Следует подчеркнуть, что такая зональность – плавная, иначе говоря, не фазовая, а фациальная – с проявлением промежуточных разностей пород без резких переходов одних в другие. Имеются прямые структурные данные о том, что конфигурация фациальной зональности массива совпадает с его морфологией и, следовательно, является конкордантной Центральному поднятию. А указанная зональность полностью соответствует фазам внедрения силлинских монцитонитов – от габбро до гранитов, которая наблюдается как в экзоконтатах массива, так и на удалении от него, в частности, в Западном и Восточном прогибах. Это указывает на кристаллизацию пород массива в обстановке растяжения в пределах соскладчатой зоны декомпрессии, существовавшей в замковой части Центрального поднятия весь период формирования интрузий силлинского комплекса, которое, как уже говорилось, происходило синхронно с процессами складко- и сдвигообразования. Причем монцитониты внедрялись в зону декомпрессии вдоль ССВ левых сдвигов, что фиксируется наличием неэккоподобных тел в подошве массива, например, в пределах Солнечного сдвига. Между прочим, наличие подобного тела выявлено геофизическими методами и для КК по нарастанию его мощности до 7–7.7 км в пределах Мячанского сдвига. Наш анализ [5 и др.] указывает на квазипластичный характер развития соскладчатых зон декомпрессии за счет сокращения коры, обусловленного взаимодействием двух процессов: как формированием подобной складчатости в сочетании с надвигами, так и веерным кливажированием по типу соскладчатых взбросов. Наиболее отчетливо это видно на примере Чалбинского массива гранитов, морфология которого полностью подчинена геометрии развитых здесь складчатых, кливажных и сдвиговых структур.

4. Локальные интрузивные тела, отражающие «куполообразные» элементы морфологии КК, приурочены к зонам декомпрессии, контролируемым структурами высоких порядков: либо складками (лакколитами, лапполитами, силы и т.п.), либо, чаще всего, левыми и правыми сдвигами и их сочетаниями (штоки и дайки в пределах сосдвиговых раздвигов), которые наложились на главную складчатую систему на зрелых стадиях развития региональных левосдвиговых дислокаций.

Литература

1. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
2. Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3. С. 101–112.
3. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов Хингано-Охотской оловоносной области. Комсомольский оловоносный район // Геология оловорудных месторождений СССР. Т. 2, Кн. 1. М.: Недра, 1986. С. 350–378.
4. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудо-генез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
5. Mitrokhin A.N. Cretaceous volcanogenic sedimentary basins and folding in the Komsomolsky tin ore region, Khabarovsk Territory, Russia // Geoscience Journal. 1998. V. 2. № 3. P. 124–133.
6. Лишневецкий Э.Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 21–32.

Неволин П.Л.¹, Кандауров А.Т.², Митрохин А.Н.¹, Уткин В.П.¹

О ТЕКТОНИКЕ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВОГО И БАЗИТОВОГО ТИПОВ ФУНДАМЕНТА
НА ЮГЕ ПРИМОРЬЯ

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ОСП «Приморгеология», г. Владивосток

В Приморье фиксируются: протерозойский (сжатие ~ СВ, канва ~широтная, с северной и южной вергенцией), палеозойский (сжатие ~ ЗВ, канва ~СЮ, с С и Ю вергенцией, элементы ~ СЮ направления), а также мезозой-кайнозойский (сжатие ~ ССЗ, канва ~СВ, с СЗ и ЮВ вергенцией) планы деформаций. Деформации затронули оба типа фундамента, гранито-гнейсовый и базитовый. Структурно-тектонические, литологические, изотопные и другие данные позволяют считать оба типа фундамента субстратом древней континентальной коры [2]. Однако это не согласуется с наиболее популярной точкой зрения на то, что базитовые блоки представляют собой субдуцированные, и (или) обдуцированные фрагменты океанической коры среди мезозойских аккреционных формаций Центральной структурно-формационной зоны (СФЗ). По геолого-геофизическим данным, докембрийская континентальная кора, перекрытая фанерозойским чехлом, погружается в направлении края континента, воздымаясь лишь в Прибрежной зоне. Блоки докембрийского гранитового и базитового фундамента выходят на поверхность в виде блоков или окон, структурные особенности которых и явились предметом исследования. Изучались главным образом ориентировки и кинематические характеристики структурных и кинематических элементов – главные предметы последующего сравнительного анализа. Один из ключевых моментов состоит в том, что оба типа фундамента и чехол “прошиты”, по сути, единой структурной канвой, состоящей из трех принципиально однотипных (в кинематическом аспекте) наборов тектонических элементов, представляющих собой три разноориентированных плана деформаций – результат динамики трех периодов тектогенеза: протерозойского, палеозойского, мезозойско-кайнозойского [3, 4]. В сейсморазрезах [1], в частности, в профиле Спасск-Дальний – Тадуши фиксируются гранито-гнейсовый и базитовый типы фундамента. Сейсмическое зондирование показывает, базитовый сосредоточен преимущественно в нижней части коры, а сиалический, соответственно, выше уровня 10–15 км. Обе части расслоены, в гранитной присутствуют пологие тела базитов, а в базитовой – гранито-гнейсов. Базиты, вероятно сходны с образованиями типа Сергеевского массива. Базитовые и сиалические «горизонты» характеризуются разной скоростью прохождения через них сейсмоволн, свойственной для основного либо гранито-гнейсового субстрата. В широкой полосе, прилегающей к указанному выше сейсмопрофилю, в частности, на листах XXII, К-53-II и их обрамления, габброидные блоки обнажены в Центральной, Партизанской, Окраинской СФЗ, в том числе и среди самаркинского олистостромового комплекса.

Габбровая формация слагает блоки Андриадновский, Советский, Сучанский, Поворотный, Прямой, Буреломный, Бреевский, Горбун, Фадеевский, Малаховский, Заломистый, Мглистый, Новокаменский и ряд более мелких, часть из них на рис. 1. Все вытянуты в СВ. Есть основание считать их блоками базитовой коры типа Сергеевских габброидов. Они с севера примыкают к предположительно погружающемуся к ВСВ Сергеевскому массиву и образуют с ним единое пространство, судя по геологическим, электро-, грави-, и магнитометрическим данным (анализ по Ю.А.Филипченко). Блоки

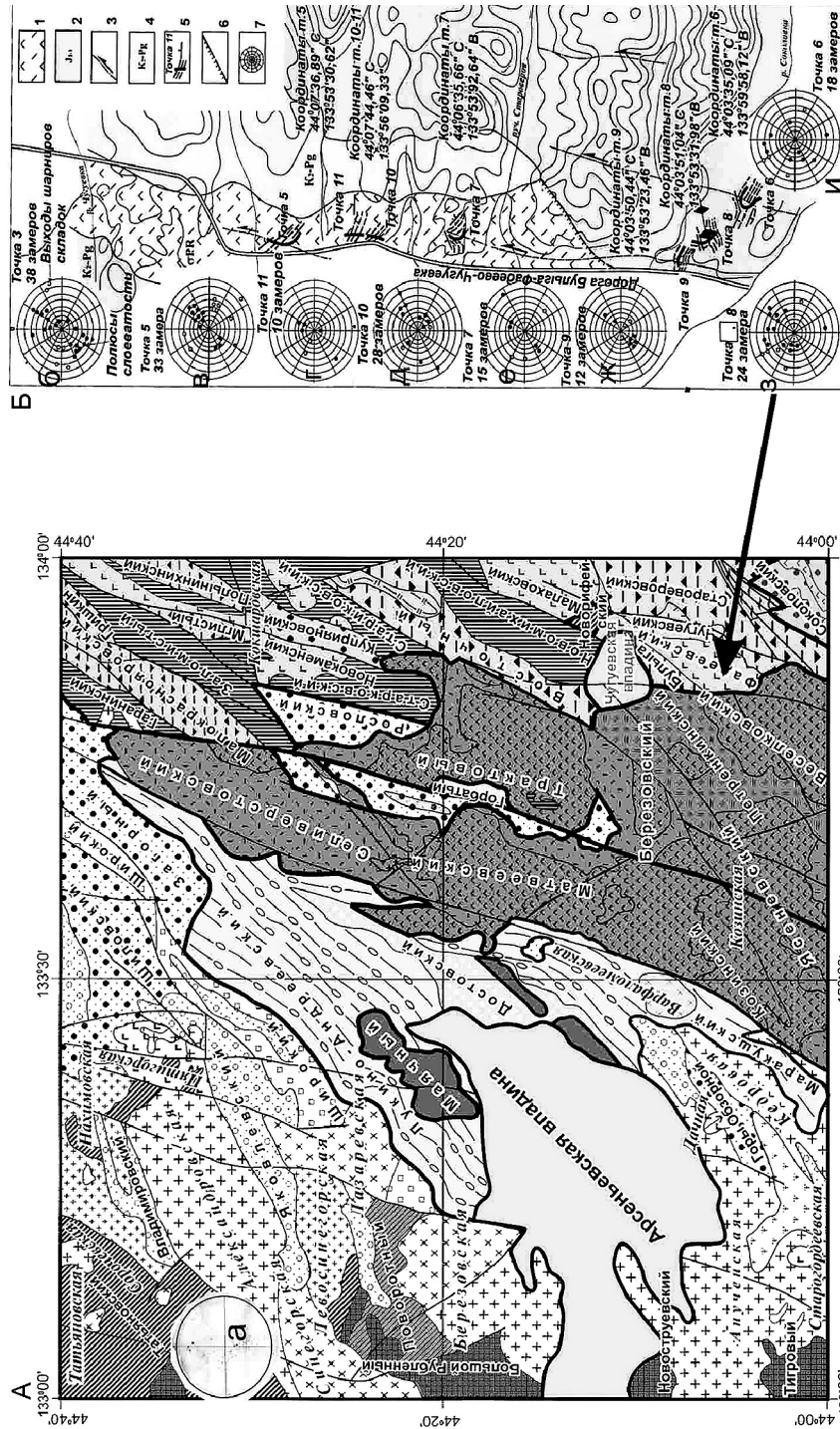


Рис. А – расположение блоков базитов на листе L-53-XXXII в Центральной СФЗ. Б – Фадеевский массив, структура.

габбро (~ 30×10 км) на поверхности и на глубине расположены эшелонировано с шагом 20–30 км в ядрах антиформ, вергентных к ЮВ, согласно закономерностям организации мезозойской складчатости. Протяженные контакты массивов почти исключительно всех габброидных блоков несут признаки конвергентных движений по типу встречных надвигов. Согласованность результатов, взаимная верификация наблюдений, картирования, площадной геофизики и сейсморазрезов обосновывает данную точку зрения. Вряд ли это фрагменты аллохтонов и олистоплак.

Примечательно еще то, что в перечисленных базитовых блоках постоянно натурно фиксируются субширотные ханкайские ориентировки протоструктуры. В пяти точках расположенных равномерно по всей длине Чугуевского массива (рис. Б) наблюдалась субширотная «ханкайская» ориентировка сланцеватости, гнейсоватости по габбро, перемежаемых с рассланцованными песчаниками, флишоидами, кремнями (рис. Б – диаграммы ж-и). Такие диаграммы с ориентировкой полюсов расслоенности характерны для всего Ханкайского массива, в частности, для Нахимовской зоны, где обнажен типичный гранито-гнейсовый фундамент (рис. А, а). Подчеркнем еще, что в 10 км севернее Чугуевского массива среди других блоков габбро и олистостромы на L-53-XXXII (Фадеевский блок) закартирован выход мелкого Новорифейского блока (в виде вытянутого в ЮВ направлении чуть неправильного параллелограмма – 3×5 км) протерозойских кристаллических, биотитовых, графитослюдистых, диопситовых сланцев, мраморов, кальцифиров, амфиболитов уссурийской серии. Слои в нем ориентированы «по-ханкайски» к ВЮВ, параллельно удлинению блока.

Итак, сказанное позволяет судить на фактологической основе о принадлежности базитовых блоков к протерозойскому фундаменту. Гранито-гнейсовые блоки и базитовые сохраняют инфраструктурное сходство. По данным анализа поверхности, глубинного строения в гравитационном и в магнитном полях предполагаем, что массивы базитов представляют собой участки, блокированные – «вырезанные» мезозойской складчато-надвигово-сдвиговой тектоникой из полотна протерозойского фундамента.

Литература

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья Ч.1: Наука, 1976. 94 с.
2. Максимов С.О., Неволин П.Л., Киселев В.И. (2018) Геологические и изотопно-геохимические критерии присутствия древней континентальной коры в фундаменте Приморья. Литосфера. 18(3). С. 390–415.
3. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Гранитообразование в континентальной коре: динамика тектонического позиционирования и структурирования интрузивов (на примере Приморья) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. выпуск № 23. С. 121–138.
4. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Сихотэ-алинская складчатая система: общие особенности строения и некоторые аспекты контроля золотого оруденения (на примере центрального сихотэ-алиня) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 2. выпуск № 38 С. 84–100 (часть первая).

Неволин П.Л.¹, Белянский Г.С.², Кандауров А.Т.², Митрохин А.Н.¹,
Уткин В.П.¹

**О ТЕКТОНИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПАРТИЗАНСКО-ОКРАИНСКОЙ СТРУКТУРНО-
ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ (ЮГ ПРИМОРЬЯ)**

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ОСП «Приморгеология», г. Владивосток

Партизанско-Окраинская структурно-формационная зона (СФЗ) Приморья расположена на листах К-53-П, Ш среди базитового фундамента и олистостромовых блоков. Ее позиция и инфраструктура дополняют представление о тектонике Юга Приморья, изложенные в первом нашем докладе программы настоящей сессии. По сути это двухзвеньевая структурная единица, разделенная на карте перекрывающимися риолитами (рис. А–Б). Звенья ныне выделяются как две отдельные СФЗ [1].

Партизанская зона представляет собой мелководное макрофаунистическое перекрытие периферийных базитовых блоков Сергеевского массива, сложенное P_2 - K_1 вулcano-терригенными ассоциациями. Окраинская СФЗ – северное продолжение Партизанской, их разделяет ареалы K_2 риолитов и гранитов. Здесь базитовый фундамент чуть ниже, чем в Партизанском звене, и наблюдается лишь в виде небольших тектонических блоков. Формационное наполнение Окраинской ветви СФЗ: карбонатно-терригенные фации поздней P_2 , терригенные T_3 K_1 позднего триаса и раннего мела, терригенно-риолит-базальтовая формация $J_{1,2}$. Слои образуют сравнительно пологие (40 – 50°) линейные, редко брахиформные складки северо-восточного направления. Крылья складок обычно осложнены крутыми разрывами, направление которых согласное с простираем складчатости. И складки и разломы ориентированы под острым углом к Центральному разлому. У западных границ зоны нередки надвиги с наклоном сместителя на юго-восток. Партизанско-Окраинская СФЗ по сути пересекает Самаркинскую (Центральная, Восточная зоны) аккрецию.

Главная особенность и Партизанской и Окраинской ветвей, обозначенной СФЗ, то, что гносеологическим стержнем её служит существенно мелководная «осевая» часть, комплексы которой маркированы макрофауной. Это обстоятельство по сути стабилизирует (и делает более понимаемым ключ ее эволюции) положение зоны в пространстве от перми до раннего мела. Рисунок А – геолого-тектоническая схема листа К-53-П, на ней «крупным горохом» обозначены все разновозрастные мелководные фации. Рисунок Б иллюстрирует позицию осевого фрагмента Партизанско-Окраинской СФЗ. Базитовый фундамент (скрытый – 2), на поверхности (3) сочленяется с ханкайским гранито-гнейсовым (1). На рисунке мы попытались также отразить свое понимание его как следствие блокирования с формированием морфоскульптуры PR фундамента, и PZ чехла в период P_{2-3} - K_1 . Обособление блоков – производная складчато-надвигового синсдвигового, цикличного, импульсного, конседиментационного коробления коры с чередованием волнообразных разноиерархичных контрастных поднятий и опусканий. Коробление коры с такой позицией латерального сжатия – процесс ступенчатый, циклический, характерный для MZ-KZ. Относительно глубоководные грабен-синклинали развивались как участки олистостромовых оползаний, а горстантиклиноры становились местами мелководных с фауной накоплений.

Неслучайно фиксируем эшелонированное расположение базитовых блоков гео-

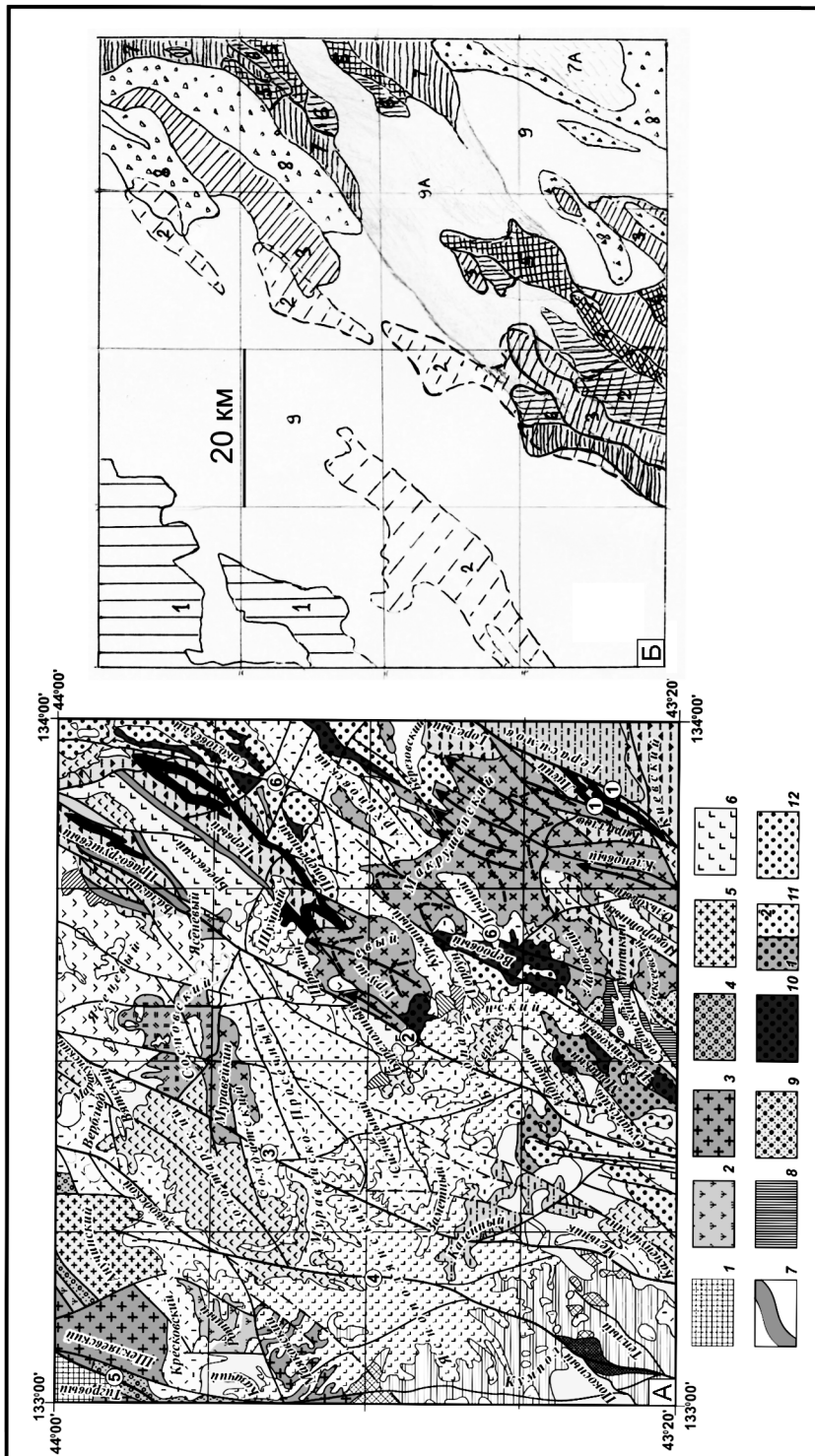


Рис. Фрагмент Партизанско-Окраинской СФЗ. Лист К-53-П. Б – Соскладчатая природа многоступенчатой структурной эволюции (пояснения в тексте).

физически на глубине (2), наблюдаем на поверхности (3). Также эшелонированное расположение усматриваем и в образованных с временным и пространственным шагом «фаунистических ванн (?)» перми (4), триаса (5), юры (6), раннего мела (7), а также (в синформах) кремнистой и бескремнистой, обломочной и не очень, олистостромы. Причем острокосях к простирацию всей СФЗ. Блок 7 А усть-ключевской свиты (К1), вероятно, самостоятельная депрессия на юрской олистостроме. Таким образом синдвиговое складчато-надвиговое коробление коры в мезозое-кайнозое обусловило морфоскульптуру субконтинентального прибрежноморского осадконакопления, а также повлияло на процесс осадконакопления и инфраструктуру, позиционирование его производных. Ситуация была бы понятнее, не будь перекрывающих вулканитов и сшивающих гранитов (9). Вероятно, современный аналог обозначенной морфоскульптуры – чередование «фиордов» и длинных полуостровов.

Литература

1. Белянский Г.С., Рыбалко В.И., Сясько А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:1 000 000 (третье поколение). Лист L-(52) (Пограничный), 53 (оз. Ханка); К-(52) (Владивосток), (53) (Находка). Объяснительная записка. СПб. ФГУПП «Приморская ПСЭ». ВСЕГЕИ. 2006. 294 с.

Нига́й Е.В., Гурья́нов В.А.

**ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ АЛТАХТИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА**

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

В качестве объекта исследований выбраны небольшие интрузивные массивы алтахтинского комплекса в восточной части Буреинского массива, не нашедшие отражения в легенде Буреинской серии листов Госгеолкарты-200 второго поколения и на многих геологических картах, изданных в последние годы.

Работа основана на анализе геологических и геохронологических материалов, а также на результатах новейших изотопно-геохимических исследований гранитоидов, слагающих небольшие интрузивные массивы в бассейнах рек Бурей (среднее течение), Нижний Мельгин (приустьевая часть), Туон, Бол. Аимка, Мал. Аимка. Они размещаются вблизи западных границ Кындальской впадины и Буреинского прогиба и протягиваются цепочками вдоль глубинного Мельгинского разлома. На основе новейших геологических, геохронологических и геохимических данных нами рассмотрены геологическая позиция, состав, возраст, геохимические особенности и геодинамическая интерпретация поздне триасовых субщелочных гранитоидов алтахтинского комплекса рассматриваемого региона. Интерес к ним проявлен также и с тем, что характерной особенностью этого интрузивного комплекса является преобладание в их составе щелочных и субщелочных гранитов, лейкогранитов, сиенитов, граносиенитов, пегматитов, кварцевых сиенитов, сиенит-порфи́ров, с которыми связаны редкоземельно-бериллиевая и уран-молибден-ториевая виды минерализации.

В 1957–1958 г.г. при проведении геолого-съёмочных работ в бассейне среднего течения р. Бурей Л.Г. Васильев и В.В. Васильева выделили небольшие интрузивные массивы монцонит-сиенит-щелочногранитового состава, прорывающие позднепалеозойские гранитоиды тырмо-буреинского комплекса. В их составе В.В. Васильевой [2] были описаны щелочные сиениты, граносиениты, сиенит-порфи́ры, щелочные граниты и жильные тела грорудитов с включениями удлинённых зёрен амфибола-рибекита и эгирина. С ними тесно были связаны дайки бостонитов, грорудитов и сельвсбергитов. Абсолютный возраст образцов пород, отобранных из этих гранитоидов в 1960 г., полученный изотопными методами (К-Аг) в лаборатории геохронологии ДВГИ (г. Владивосток), составил 230 млн лет (ранее возраст пород, определённый изотопными методами, считался абсолютным).

Минералогические и петрографические исследования дайковых тел грорудитов, сиенит-порфи́ров, граносиенит-порфи́ров и пегматитов в бассейне среднего течения р. Бурей и устья р. Нижний Мельгин, сходных по химическому и минералогическому составу с породами, подробно описанными В.В. Васильевой, были проведены и Ю.П. Рассказовым [9]. Впоследствии, в основном благодаря изотопным датировкам, все они были объединены в алтахтинский интрузивный комплекс, представленный тремя северо-восточными цепочками мелких и небольших штокообразных массивов (Алтахтинский, Усть-Тырминский, Чалбачский, Аллинский, Суларинский и другие).

В.К. Путинцев [8], изучая алтахтинские породы Чалбачского и Усть-Тырминского массивов, в их составе выделил две фазы, которые рассматривались как интрузивные образования позднепалеозойского возраста. Несколько позднее подобные щелочные

породы были обнаружены в Октябрьском блоке БМ, а также в выступах фундамента Амуру-Зейской впадины. Возраст их определялся по-разному, от карбона до юры включительно [2, 3, 7–9].

Только в 2018 г., при подготовке к изданию листа М-52-ХП комплекта Госгеолкарты-200/2, по цирконам, отобранным из описанных пород, U-Pb методом, в лаборатории ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) был установлен их поздне триасовый возраст: 235.3 ± 2.9 (1-я фаза) и 224.9 ± 2.4 (2-я фаза) млн лет. Возраст харинского интрузивного комплекса, в который были включены алтаhtинские гранитоиды на карте [3], определен в интервале 213–183 млн лет [1, 6].

По химизму алтаhtинские гранитоиды являются умеренно- и высокоглинозёмистыми породами (содержание Al_2O_3 12–14 %, до 16.0–17.1 %), умеренной и повышенной щёлочности K-Na типа (сумма оксидов Na_2O и K_2O , как правило, свыше 10–12 %, до 14.5 %). Характерно, что в геохимическом отношении им свойственна общая обедненность REE. Концентрации редкоземельных элементов для пород первой фазы составляют 161–282 ppm, а для гранитов второй фазы 77–146 ppm, что ниже по сравнению с внутриплитными, но ближе к коллизионным и субдукционным гранитоидам (нами была использована типизация кислых магматических пород по С.Д. Великославинскому [4]). Распределение REE в них почти соответствует спектру REE в средней коре. В геохимическом плане гранитоиды второй фазы отличаются от магматитов первой фазы пониженными содержаниями Fe и Ti, более низким суммарным уровнем накопления REE, типоморфных HFSE и U, Th, Ba, Rb и повышенными концентрациями «транзитных» элементов (Ni, Co, Cr).

В составе комплекса выделено две фазы. С первой фазой (235–230 млн лет) связано формирование сиенитов, кварцевых монзонитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов, щелочных гранитов и щелочных граносиенитов. На первом этапе проявлены высоко- и ультракалиевые, апаитовые, высокожелезистые и высокотитанистые гранитоиды A_1 -типа. По геохимическим особенностям они обнаруживают сходство с внутриплитными гранитоидами A_1 -типа, по уровню концентраций HREE и Eu близких к коллизионным и субдукционным гранитам. Образование магматитов первой фазы происходило, по всей вероятности, в условиях внутриплитного магматизма и внутриконтинентального рифта.

Ко второй фазе (226–224 млн лет) относится формирование субщелочных лейкогранитов и гранитов, лейкогранит-порфиров, даек гранит-порфиров, жил аплитов и пегматитов. На втором этапе формировались умеренно- и слегка высокоглинозёмистые, высококалиевые, магнезиально-железистые и низкотитанистые граниты A_2 и $A_2 + I \& S$ -типов, согласно построенной нами диаграмме, разработанной А.В. Гребенниковым [5]. По составу они соответствуют нефракционированным и фракционированным гранитоидам I - и S -типов, отвечающих по высоким значениям Ga/Al гранитоидам A -типа, что может характеризовать их как «магматические породы А-геохимического типа». Они несут следы взаимодействия коровых магм с обогащённым мантийным материалом и образуются в несколько иных условиях, чем гранитоиды первой фазы. Накопления Th, U, Rb, Pb и вынос Sr, P, Ba, Ti в гранитоидах второй фазы можно связать с разогревом и частичным плавлением континентальной коры при интенсивном подтоке тепла и вещества мантии - при формировании родоначальных для них расплавов, обусловленных влиянием астеносферного диапира и его флюидов. Различие составов гранитоидов первой (A_1 -типа) и второй (A_2 и $A_2 + I \& S$ -типов) фаз выражается в уменьшении мантийного вещества в гранитоидах заключительной фазы и зависит от взаимодействия

поступающих на средние уровни континентальной коры мантийных расплавов с коровым материалом при процессах ассимиляции и от структурных условий их проницаемости. Все это дает основание предполагать, что 235–225 млн лет тому назад в восточной части БМ произошла смена геодинамической обстановки, когда встречное движение плит у конвергентной границы сменилось на их сдвиговое перемещение относительно друг друга (трансформная континентальная окраина, по *А.И. Ханчуку и др.* [10]).

Таким образом, в истории геологического развития восточной части Буреинского массива был отчетливо проявлен позднетриасовый этап сиенит-лейкогранитового магматизма, подтвержденный изотопно-геохимическими методами исследований: от 235.3 ± 2.9 до 224.9 ± 2.4 млн лет, что явилось обоснованием для выделения позднетриасового интрузивного комплекса, за которым предлагается восстановить название «алтахтинский».

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при поддержке федерального агентства по недропользованию.

Литература

1. Арапов В.Н., Амелин С.А. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000. Изд. второе. Серия Буреинская. Лист М-52-ХП. Объясн. записка / Ред. Г.В. Роганов. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018. 283 с.
2. Васильева В.В. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-ХVIII. Объясн. записка. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 60 с.
3. Васькин А.Ф., Дымович В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Масштаб 1:1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объясн. записка / Ред. А.Ф. Васькин. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
4. Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
5. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
6. Гурьянов В.А., Амелин С.А. и др. Гранитоиды харинского комплекса восточной части Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 3. С. 68–88.
7. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации (3-е поколение). Масштаб 1:1000 000. Серия Дальневосточная. Лист М-52 - Благовещенск. Объясн. записка / Ред. А.С. Вольский. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 496 с.
8. Путинцев В.К., Заблоцкий Е.М., Колмак Л.М. Магматические формации активизированных областей Дальнего Востока и их металлогеническая специализация. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 132 с.
9. Рассказов Ю.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-ХП. Объясн. записка. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 74 с.
10. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.

**Песков А.Ю.¹, Диденко А.Н.¹, Климин М.А.², Каретников А.С.¹,
Архипов М.В.¹, Тихомирова А.И.¹, Чаков В.В.²**

**ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОРФЯНИКОВ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ
(ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)**

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

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

Ранее были представлены первые результаты исследований торфяных отложений с целью выяснения их пригодности для палеомагнитных исследований, в т.ч. для изучения записи геомагнитных экскурсов [3]. В изученном разрезе торфа «Кия» (47.81° с.ш., 135.66° в.д.) был выделен интервал с отрицательными значениями наклона вектора остаточной намагниченности (I_{nc}), что может являться записью экскурса геомагнитного поля «Этруссия» [3]. Стоит отметить, что примеров определения экскурсов геомагнитного поля в торфяных отложениях, как и, собственно, примеров палеомагнитных исследований торфяников в зарубежной и отечественной литературе не найдено.

Для подтверждения вышеописанных результатов были выполнены исследования двух торфяных разрезов Нижнего Приамурья: «Чля» и «Тяпка». В работе представлены новые результаты радиоуглеродного датирования, а также результаты палеомагнитных исследований вышеупомянутых торфяников до временного рубежа 4000 лет.

Описание и возраст торфяных разрезов

Разрез «Чля». Координаты разреза 53.53° с.ш., 140.22° в.д. Озеро Чля расположено в пойме р. Амур и связано с ним системой протоков. На побережье озера развита низкая терраса, имеющая абсолютную высоту 6 м у бровки. Относительная высота бровки 5 м. Поверхность террасы на восточном берегу озера заторфована. Мощность торфяных отложений достигает 3 м в средней части обнажения террасы, ближе к краям толщина торфа уменьшается. Радиоуглеродная датировка, имеющаяся для подошвы торфяного слоя 1.85 - метрового разреза, составляет 9320±120 л.н. [2], что близко к дате, полученной нами для основания 3.1- метрового разреза – 9370±230 л.н. (табл.), заложенного ближе к центральной части обнажения. Таким образом, начало заболачивания озерной террасы относится к концу предбореального - началу бореального периода голоцена.

В ходе проведения исследований было проанализировано радиоуглеродным методом датирования 9 проб (табл.).

Разрез «Тяпка». Координаты разреза 53.69° с.ш., 140.9° в.д., абс. высота 50 м. Заложено в 150 м на восток от 105 км автотрассы г. Николаевск-на Амуре – пос. Многовершинный. Торфяник с мерзлым бугром в средней части размерами 400x200 м осушен системой открытых канав в 1995 г. Радиоуглеродные датировки подошвы торфяника, определенные в нескольких разрезах – 9975±120 л.н. (СОАН-4025) и 10005±140 л.н. (СОАН-7079), позволяют отнести начало торфообразования на этой территории к первой трети предбореального периода голоцена.

Результаты палеомагнитных исследований

Палеомагнитные исследования изученных разрезов осуществлялись в ХИАЦ ИТиГ ДВО РАН методом размагничивания переменным магнитным полем с пошаговым замером величины остаточной намагниченности на СКВИД-магнитометре 2G Enterprises. Как

Таблица – результаты радиоуглеродного датирования.

Интервал разреза, см.	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, ВР		
		Среднее значение	Нижняя граница	Верхняя граница
20–25	2204±95	2197	1928	2412
50–55	3077±90	3271	3004	3457
95–100	3608±120	3924	3574	4246
120–125	4342±130	4957	4575	5314
170–175	4758±135	5475	5050	5860
220–225	7528±230	8364	7686	9123
245–250	8540±200	9554	9030	10154
270–275	8928±210	10002	9534	10557
290–295	9370±230	10633	10168	11229

правило, изученные образцы размагничивались при величине переменного магнитного поля от 40–60 до 80–100 мТ. Среднее значение по разрезам величины естественной остаточной намагниченности (NRM) составило $1.3E-05$ А/м и $1.1E-05$ А/м для разрезов «Чля» и «Тяпка», соответственно.

К настоящему времени проанализированы результаты палеомагнитных исследований верхних частей разреза (до временного рубежа 4000 ВР1), в которых ожидается наличие записи самого молодого из известных экскурса геомагнитного поля «Этруссия», произошедшего около 2500 лет назад [1, 5].

Для изученных разрезов установлено, что на фоне преобладающих положительных значений наклонений остаточной намагниченности после чистки переменным магнитным полем отчетливо выделяется интервал с отрицательными наклонениями (рис. а, б). В разрезе «Тяпка» данный интервал выделяется в диапазоне глубин от 60 до 110 см и имеет продолжительность, согласно имеющимся датировкам, 1200 лет: от 3100 до 1900 ВР (рис. а). Разрез «Чля» также является носителем записи данной вариации геомагнитного поля. Этот интервал установлен в слое 25–65 см и имеет продолжительность около 1100 лет: от 3450 до 2350 ВР (рис. б).

Оценка погрешности продолжительности временного интервала с отрицательными наклонениями, которые, по всей вероятности, соответствуют экскурсу геомагнитного поля «Этруссия», может быть дана на основе имеющихся датировок и составляет около ± 500 лет.

Обсуждение полученных результатов и заключение

Результаты палеомагнитных исследований подтверждают полученные ранее данные по палеомагнитному изучению торфяного разреза «Кия» [3] о пригодности последних для проведения палеомагнитных исследований с целью изучения вариаций геомагнитного поля в голоцене: в изученном ранее торфянике был выявлен интервал с отрицательными наклонениями в горизонте 50–75 см (рис. в).

Поведение величины наклонения в изученных интервалах не монотонное, а с су-

¹Здесь и далее по тексту возраст дан в калиброванных значениях ВР (Before Present)

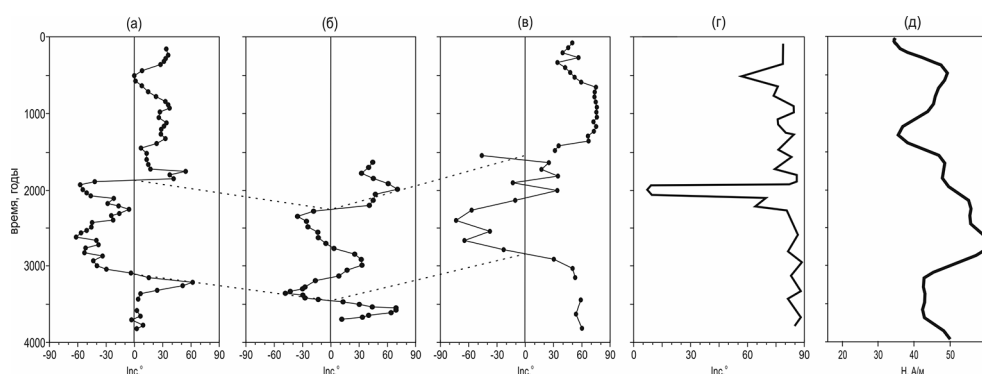


Рис. Сопоставление записей экскурса «Этруссия», полученных (а, б) в на-стоящей работе по разрезам «Тяпка» и «Чля», соответственно, (в) – в работе [3] по торфяному разрезу «Кия», (г) – в работах [1,5] по донным осадкам Баренцева моря с вариациями (д) напряженности геомагнитного поля [4] за последние 4000 лет.

существенными вариациями (рис. а–в), что свойственно поведению геомагнитного поля во время экскурсов [4]. Важно отметить, что примерно в это же время (3000–1500 лет назад) отмечается постепенное уменьшение напряженности геомагнитного поля (рис. д), что, в свою очередь, характерно при экскурсах геомагнитного поля [4].

Можно заключить, что торфяники являются пригодным и перспективным объектом для проведения палеомагнитных исследований с целью изучения вариаций геомагнитного поля в голоцене. Качество и полнота записи магнитной вариации, связанной с экскурсом «Этруссия», в изученных торфяных отложениях существенно превосходят имеющиеся записи этого экскурса по другим голоценовым отложениям, в частности и по донным осадкам Баренцева моря (рис. г). Полагаем, что палеомагнитные исследования торфяных отложений открывают новые перспективы как для изучения собственно тонкой структуры геомагнитного поля, так и для выявления взаимосвязей между вариациями магнитного поля Земли и глобальными изменениями климата, космической погодой.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ в рамках проекта № 21-77-10004.

Литература

1. Гуськова Е.Г., Распопов О.М., Пискарев А.Л., Дергачев В.А., Мёрнер Н.А. Тонкая структура геомагнитного поля за последние 30 000 лет по намагниченности осадков Баренцева моря // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т. 44, № 4. С. 554–560.
2. Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г., Разова Г.Г. Стратиграфия отложений пятиметровой террасы озера Чля // Палинология Востока СССР. Владивосток, 1987. С. 94–101.
3. Песков А.Ю., Крутикова В.О., Захарченко Е.Н., Чаков В.В., Климин М.А., Каретников А.С., Диденко А.Н. Геохимия и магнетизм торфяников междуречья рек Хор и Кия, Сихотэ-Алинь (предварительные данные) // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 2. С. 79–89.
4. Поспелова Г.А. О геомагнитных экскурсах // Физика Земли. 2002. № 5. С. 30–41.
5. Dergachev V.A., Raspopov O.M., Geel B., Zaitseva G.I. The 'Sterno-Etrussia' geomagnetic excursion around 2700 BP and changes of solar activity, cosmic ray intensity, and climate // Radiocarbon. 2004. V. 46, № 2. P. 61–681.

Скляров Е.В.¹, Лавренчук А.В.², Мазукабзов А.М.¹

**МРАМОРНЫЙ МЕЛАНЖ: ВАРИАЦИИ СОСТАВА И МЕХАНИЗМЫ
ОБРАЗОВАНИЯ**

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

В 1993 году Валентин Сергеевич Федоровский с соавторами выделил в пределах Ольхонского террейна новый, не описанный ранее тип меланжа – мраморный [4]. Как ни странно, Западное Прибайкалье до сих пор является единственным местом широкого распространения мраморного меланжа; за почти тридцать лет в геологической периодике не появилось ни одной публикации с описанием или упоминанием чего-либо подобного в других регионах. Не исключая варианта уникальности Ольхонского террейна, мы полагаем, что есть и другие причины тотального забвения или игнорирования весьма интересной геологической структуры. И одной из них может быть то, что В.С. Федоровский не предложил вариантов формирования мраморного меланжа, ограничившись формальным описанием мраморов, насыщенных фрагментами силикатных пород разного размера и состава. На всех изданных позднее геологических картах [1, 3, 5–8] мраморный меланж и мраморы показывались одним знаком, что вызывало у думающих геологов чувство когнитивного диссонанса: мраморы – по определению первично осадочные породы, а меланж (в большинстве случаев серпентинитовый) всегда понимался как тектоническая структура. Разрешить такое противоречие помогло обоснование инъекционной, а не первично осадочной природы большинства мраморов террейна [2], что, впрочем, воспринимается с подозрением знакомыми с регионом геологами. Еще одной причиной критического отношения к термину «мраморный меланж» может быть то, что наблюдаемые фрагменты силикатных пород в мраморах других регионов традиционно воспринимаются в качестве результата будинажа более компетентных по отношению к карбонатным породам силикатных прослоев первично осадочного или осадочно-вулканогенного карбонатно-силикатного разреза. И такой механизм образования мраморного меланжа вполне реален.

Изучение разных и очень многообразных проявлений мраморного меланжа Ольхонского террейна позволило выделить несколько типов мраморного меланжа с различными механизмами их образования, среди которых, как ни странно, не оказалось ни одного, отвечающего варианту классического будинажа. Точнее, механизм будинажа осуществлялся, но не в варианте первоначально осадочно-вулканогенного разреза, при котором фрагментировались слои силикатного состава при интенсивном тектогенезе. Все типы мраморного меланжа формировались, по нашему мнению, в результате внедрения карбонатов в вязко-пластическом или расплавленном состоянии. Всего же по характеру проявления и составу обломков силикатных пород выделяется три основных типа мраморного меланжа, соответствующие разным механизмам образования.

1. Мраморный меланж, в котором присутствуют только крупные (от 0.5 до 10 м) фрагменты гранитов или габброидов (рис. А). Сформирован он при совместном внедрении карбонатов и силикатных магм. Что характерно, габброиды или граниты часто интенсивно огнейсованы, в то время как в мраморах отсутствуют признаки тектонической переработки.

2. Меланж с разноразмерными, в основном с крупными по размерам фрагментами.

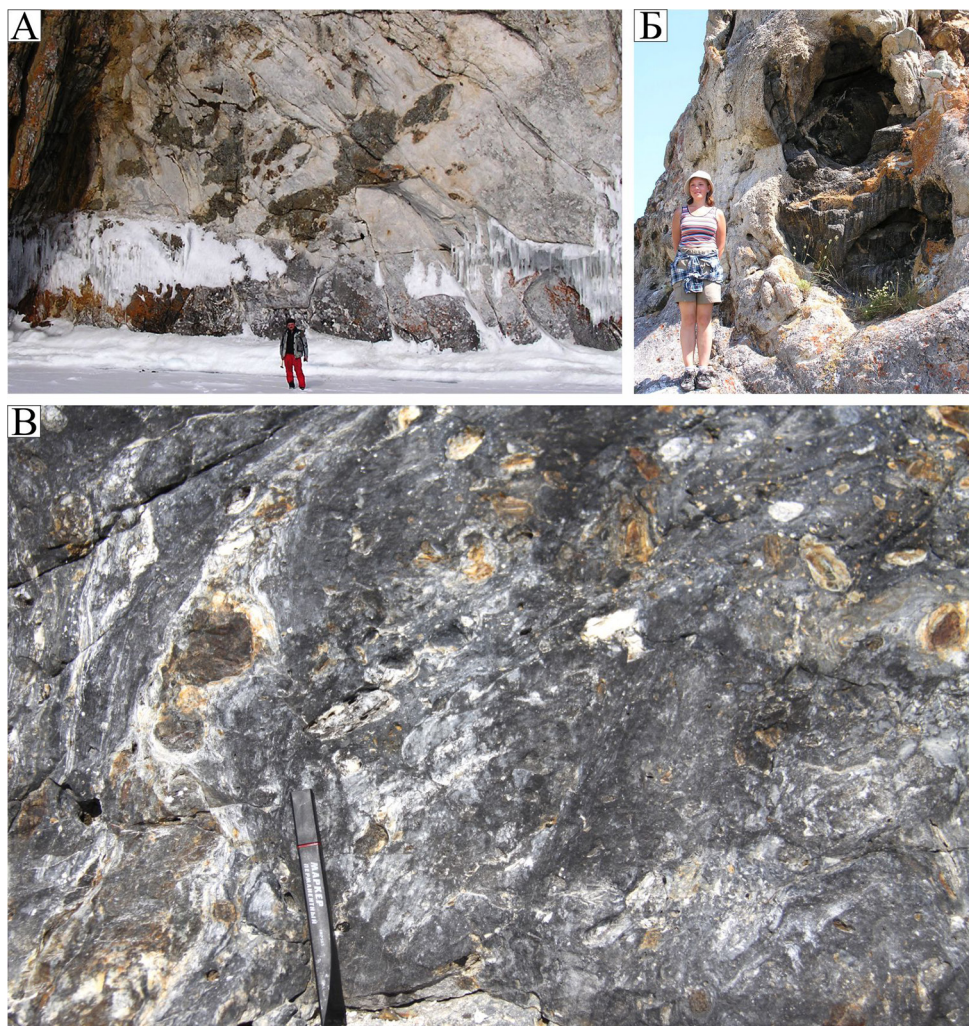


Рис. Основные типы мраморного меланжа Ольхонского террейна.

А – фрагменты метагаббро в мраморах; Б – блок базитовых гранулитов в мраморах; В – мелкие обломки силикатных пород разнообразного состава в интенсивно деформированных мраморах.

пестрого состава: гранулиты основного или кислого состава, кварциты, метаморфизованные габброиды и гранитоиды (рис. Б). Образован при инъецировании карбонатов в силикатную матрицу, дроблении и захвата обломков компетентных силикатных пород.

3. Меланж, насыщенный мелкими фрагментами (от 0.3 до 30 см) разнообразных силикатных пород (рис. В). По существу, это мраморные тектониты, образовавшиеся при вязко-пластическом течении карбонатов, насыщающихся обломками вмещающих силикатных пород. В мраморах отчетливо проявлены признаки вязко-пластического течения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 20-05-00005.

Литература

1. Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский - Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. Москва. 2012. Изд-во: Группа компаний А1 ТИС
2. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (на примере Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника. 2013. Т. 47, № 3. С. 58–77.
3. Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.), Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Котов А.Б., Мазукабзов А.М. Аэрокосмическая геологическая карта междуречья Анга-Бегул (Байкал) Зона Правая Анга. Ольхонский геодинамический полигон. Москва. 2013. Изд-во: Центр Copymaster
4. Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
5. Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, Т. 1, № 4, С. 331–418.
6. Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изов А.Э., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). Ольхонский геодинамический полигон. Москва. 2012. Изд-во: Группа компаний А1 ТИС
7. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Добрецов Н.Л., Котов А.Б., Тевелев Арк.В. // Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). 2017. Москва. Издание: Профессиональный Центр Копимастер.
8. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Добрецов Н.Л., Котов А.Б., Тевелев Арк.В. Коллизионная система Западного Прибайкалья: Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2001. Т. 11, № 3. С. 447–452.

Смирнова Ю.Н.¹, Смирнов Ю.В.¹, Дриль С.И.²

ИСТОЧНИКИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДАУРСКОЙ СЕРИИ АРГУНСКОГО
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА: РЕЗУЛЬТАТЫ SM-ND ИЗОТОПНО-
ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Аргунский континентальный массив является одной из наиболее крупных тектонических единиц в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В строении массива к одним из наиболее древних стратифицированных образований относятся условно верхнерифейские осадочные породы даурской серии. По существующим представлениям [7] в состав серии включены терригенные и терригенно-карбонатные породы урулюнгуйской, дырбылкейской и нортуйской свит. На основании единичных находок водорослей, а также микрофитолитов, строматолитов [1, 7] возраст отложений даурской серии принят условно позднерифейским.

В данной работе приведены результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит даурской серии Аргунского континентального массива с целью выявления источников сноса кластического материала. Изотопно-геохимические (Sm-Nd) исследования пород выполнялись в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН. Выделение чистых фракций неодима проводилось с использованием ионообменных смол BioRad AG-50Wx12 200-400 меш для выделения суммы редких земель и LN-Eicrome для выделения чистых фракций неодима и самария по принятым методикам [8]. Для определения изотопного состава неодима, а также концентраций неодима и самария применялся метод изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$. Измерения проводились на 9-коллекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой MC-ICP-MS Neptune Plus в статическом режиме. Результаты измерения стандарта JNd1 (n = 40) составили $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$. Погрешности определения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составили не более 0.003 % и 0.4 % соответственно. При расчете величины $e_{\text{Nd}(t)}$ использовался возраст, соответствующий наиболее молодой популяции детритовых цирконов [3].

Согласно проведенным изотопно-геохимическим (Sm-Nd) исследованиям установлено, что осадочные породы урулюнгуйской свиты характеризуются более древними значениями Nd-модельного возраста ($t_{\text{Nd(DM)}} = 2.0-2.2$ млрд лет) при $e_{\text{Nd}(t)} = -5.4...-6.1$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1197-0.1273$. Тогда как в породах дырбылкейской свиты величина Nd-модельного возраста изменяется от 1.7 до 1.9 млрд лет при $e_{\text{Nd}(t)} = -2.3...-4.2$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1258-0.1264$. Эти данные позволяют предполагать, что их источниками послужили палеопротерозойские породы и (или) более молодые изверженные породы, образование которых связано с переработкой палеопротерозойской континентальной коры. При этом следует отметить тенденцию к уменьшению величины $t_{\text{Nd(DM)}}$, что, вероятно, связано с появлением новых (дополнительных) источников сноса. Кроме того, не исключено, что осадочные породы даурской серии слагают "экзотический блок", внедренный в структуру Аргунского массива, так как в ранее изученных осадочных и магматических породах Аргунского континентального массива величина Nd-модельного возраста не более 1.5 млрд лет [2, 4-6].

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 20-05-00195).

Литература

1. Озерский А.Ф., Винниченко Е.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Приаргунская серия. Лист М-50-ХVII (Краснокаменск). Издание второе. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
2. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимия и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127–148.
3. Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Смирнов Ю.В. Возраст и источники сноса осадочных пород даурской серии (рифей) Аргунского континентального массива: результаты U-Th-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритового циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29, № 1. С. 3–10.
4. Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Пономарчук В.А., Саватенков В.М. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014. Т. 22, № 1. С. 72–84.
5. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Раннепалеозойский возраст исагачинской толщи чаловской серии Гонжинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2014. Т. 457, № 3. С. 323–326.
6. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550.
7. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
8. Yang Y.H., Chu Z.Y., Wu F.Y., Xia L.W., Yang J.H. Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // J. Anal. At. Spectrom. 2011. V. 26. P. 1237–1244.

Съедин В.Т., Плетнев С.П.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ
МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

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

На основе имеющихся определений изотопного возраста (всего 77 датировок) по 11 гайотам, биостратиграфических данных, а также материалов глубоководного бурения нами на гайотах Магеллановых гор выделены 5 крупных возрастных вулканических комплексов: 1 – позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел); 2 – раннемеловой (апт-альбский); 3 – позднемеловой (турон-раннекампанский); 4 – позднемеловой (позднекампан-маастрихский); 5 – кайнозойский. Каждый из них соответствует определенному тектоно-магматическому этапу эволюции Магеллановых гор, а также характеризует конкретное морфологическое пространство гайотов (основание-пьедестал, основное тело, небольшие осложняющие наложенные структуры 2-го порядка) и геохимические особенности слагающих их вулканических пород.

Позднеюрско-раннемеловой комплекс не подтвержден изотопными датировками по породам, поднятым с гайотов Магеллановых гор. Его выделение основывается на общегеологической ситуации в центральной части Тихого океана, а также на материалах бурения в соседних с гайотами котловинах. Большинство исследователей считают, что эта часть Тихого океана сформировалась в средне-позднеюрско-раннемеловое время [1–4, 6, 9 и др.] Вероятно, в это же позднеюрско-раннемеловое время и образовались основания (пьедесталы или цоколи) большинства гайотов ниже глубин 4500–4000 м.

Раннемеловой (апт-альбский) возрастной вулканический комплекс выделяется на основании многих датировок и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 96–120 млн лет (ранний апт–ранний сеноман) в количестве 16 датировок имеются для 4-х гайотов – Говорова, Альба, Ита-Май-Тай и Бутакова. Они получены как К-Аг, так и Аг-Аг (8 датировок) методом. Наиболее древние определения (от 120 ± 0.8 до 117 ± 0.9 млн лет) получены Аг-Аг методом для гайота Ита-Май-Тай [15]. Согласно имеющимся геологическим данным по осадочным породам, в апт-альбское время на гайотах накапливались грубообломочные терригенные осадки – конгломераты, гравелиты и песчаники, а сами гайоты в это время представляли собой архипелаг островов [7, 8]. Все указанные данные указывают на то, что в раннемеловое (апт-альбское, вероятно, до раннего сеномана) время район Магеллановых гор и сами гайоты представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор раннемеловой (апт-альбский) тектоно-магматический этап.

Позднемеловой (турон-раннекампанский) вулканический комплекс также выделяется на основании многих датировок радиоизотопного возраста и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 95–76 млн лет (поздний сеноман-ранний кампан) в количестве 32 датировок имеются для 9 из 11 гайотов, по которым имеются определения возраста. Они получены как К-Аг, так и Аг-Аг методом. В позднемеловое (турон-раннекампанское) время гайоты Магеллановых гор представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой тектоно-магматический этап. Скорее всего, породы третьего (позднемелового – турон-раннекампанского) комплекса, наряду с образованиями 2-го (раннемелового – апт-альбского) комплекса формируют основное

тело гайотов. – от глубин 4000–3500 м до современных вершин гайотов.

Позднемеловой (позднекампан-маастрихский) возрастной вулканический комплекс выделяется нами на основании многих датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор, и подтверждается материалами глубоководного бурения в прилегающих к гайотам котловинах. Определения в интервале 74.5–66 млн лет (поздний кампан-маастрихт) в количестве 15 датировок имеются для 7 из 11 гайотов. Они получены исключительно К-Аг методом. В скважинах, которые располагаются вблизи гайотов Ита-Май-Тай и Федорова (скв. 199, 585), разбурены кампан-маастрихтские турбидиты с прослоями вулканических туфов и гиалокластитов [4, 10, 14]. Это свидетельствует о проявлении активного вулканизма в самом конце позднемелового (средне позднекампан-маастрихт) времени на гайотах. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в самом позднем мелу гайоты Магеллановых гор, после незначительного перерыва в раннекампанское время, вновь стали областью активного вулканизма. В маастрихте на основных телах гайотов начали формироваться небольшие наложенные вулканические структуры (купола, конуса) 2-го порядка [16].

Кайнозойский вулканический комплекс (комплекс кайнозойской активизации) также выделяется на основании датировок абсолютного возраста. Необходимо подчеркнуть, что кайнозойский комплекс выделен только на основании радиоизотопных определений (14 датировок, полученным для 6 из 11 охарактеризованных возрастными гайотов. Все определения получены К-Аг методом и отражают интервал 65–15 млн лет (ранний палеоцен-средний миоцен). Мы полагаем, что кайнозойский вулканический комплекс отвечает крупному (порядка 50 млн лет) одноименному тектоно-магматическому этапу в эволюции гайотов Магеллановых гор, который характеризует процесс кайнозойской тектонической активизации этих структур. В этот период на основных телах гайотов формируются небольшие структуры 2-го порядка [16].

Итак, выделенные на основании изучения вулканических пород тектоно-магматические этапы гайотов Магеллановых гор в целом отвечают и этапам тектонической эволюции Тихого океана, предложенным в работах [2, 3, 9].

Палеогеографические этапы осадконакопления установлены нами на основе изучения осадочных пород и стратиграфических разрезов гайотов Магеллановых гор. Судя по стратиграфическому разрезу осадочные образования на гайотах стали формироваться с аптского времени [16]. То есть, к этому времени вулканические основания гайотов не только успели оформиться, но и на них возникли нормальные морские условия для роста и образования рифовых биогермов. Выделяются следующие палеогеографические этапы развития гайотах Магеллановых гор: 1 – апт-альбский (раннемеловой); 2 – позднеальб-сеноманский (раннетуронский (?)); 3 – турон-раннекампанский (среднекампанский (?)); 4 – позднекампан-маастрихтский; 5 – кайнозойский. Каждый из этих этапов соответствует определенному трансгрессивно-регрессивному циклу в эволюции Магеллановых гор. Отчетливо выделяются 2 регрессивных цикла: 1-ый (апт-среднеальбский) и 3-ий (турон-раннекампанский); а также 2 трансгрессивных цикла: 2-ой (позднеальб-сеноманский) и 4-ый (позднекампан-маастрихтский) этапы. Для регрессивных циклов характерны активный вулканизм, близповерхностное положение вершин гайотов, наличие многочисленных островов, а также образование грубообломочных и мелководных фаций осадконакопления. Для трансгрессивных циклов характерны резкое сокращение (или прекращение) вулканических процессов, погружение вершинных частей гайотов до верхнебатиальных (от 100 до 300 м) глубин и наличие пород со значительным участием

планктонных микрофоссилий.

Кайнозойский (5-ый) этап – это самый длительный, однонаправленный этап геологической эволюции гайотов Магеллановых гор, в целом сопряженный с их общим опусканием. В раннем палеогене гайоты Магеллановых гор медленно и последовательно погружаются до стадии подводных гор [16]. Однако кое-где ещё сохраняются (как и в маастрихте) «оазисы» рифовых экосистем, что отражается на характере осадконакопления. В течение позднего палеоцена-миоцена на гайотах периодически проявляется магматическая активность, интенсивность которой постепенно уменьшается. В олигоцене произошло, по-видимому, наиболее значительное общее погружение гайотов. Это погружение за период с эоцена до позднего миоцена составило не менее 1000 м. В позднем миоцене отметки вершинных плато были около современных глубин.

Таким образом, комплексный анализ обширных коллекций магматических и осадочных пород позволяет выявить хорошую корреляцию между тектономагматическими и палеогеографическими этапами в эволюции гайотов Магеллановых гор.

Работа выполнена в рамках Программы госбюджетных тем НИР ТОИ ДВО РАН №:121021700342-9

Литература

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Голубева Э.Д. Толентовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владив-ок: ДВО АН СССР, 1990. 136 с.
3. Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. Владив-ок: Дальнаука, 2009. 132 с.
4. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.
5. Мельников и др., Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 38–46.
6. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
7. Плетнев С.П. Палеогеография осадочных бассейнов западной части Тихого океана (Поздний мел-кайнозой) // Автореф. докт. дисс. Владивосток, 2012. 49 с.
8. Плетнев С.П. Основные типы осадочных пород апт-сеноманского возраст на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан). // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 5. С. 45–55.
9. Пушаровский Ю.М. О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 11. С. 13–18.
10. Рашидов В.А и др. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых Тихого океана // Вестник КРАУНЦ (Науки о Земле). 2003. № 1. С. 103–126.
11. Batiza R. et.al. Sarmury and index to petrologic and geochemical studies of LEG 61 basalts // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 61. P. 829–839.
12. Clourd V. and Bonneville A. Ages of Seamounts, islands and plateaus on the Pacific Plate (ver. 2.0. October 2000). // <http://www.ufp.pf/geos>.
13. Initial Reports of the DSDP. 1985. V. 85. 998 p.
14. Koppers A.P., et. al. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 53–68.
15. Pringle M.S. Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. V. 129. P. 389–404.
16. Геология гайотов Магеллановых гор (тихий океан). Владивосток: Дальнаука, 2020. 200 с.

Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А.

СТРУКТУРА РЕДОКС-ЗОНАЛЬНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО
ОРОГЕННОГО ПОЯСА В МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

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

Проведенные в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе (САОП) на протяжении ряда лет исследования магматических образований мел-палеоценового возраста позволили достаточно уверенно выделить зоны распространения пород ильменитовой (ИС) и магнетитовой (МС) серий. При кристаллизации магмы в восстановительных условиях (низкая фугитивность кислорода – fO_2) основная часть железа в двухвалентной форме (Fe^{2+}) на ранних стадиях кристаллизации уходит в темноцветные минералы (биотит, амфибол). Остатки образуют слабомагнитный минерал ильменит (до 0.1–0.2 вес. %). В окислительных условиях (высокая фугитивность кислорода) железо в трехвалентной (Fe^{3+}) форме кристаллизуется в магнетите (до 1–2 вес. %), а темноцветные минералы обеднены железом. Поэтому ИС и МС можно разделить по аномалиям магнитного поля, а также по значениям магнитной восприимчивости (MS) образцов и выходов пород в обнажениях. Дополнительными критериями разделения серий являются: коэффициент окисленности, железистость темноцветных минералов, вес магнитной фракции. Такой комплексный подход позволил установить, что окислительно-восстановительные условия (редокс-условия) кристаллизации магматических пород в САОП, по крайней мере на региональном уровне, являются фоном, который не зависит от петрологии, возраста и глубины кристаллизации магматических тел [1].

Следует отметить, что подобные исследования с конца 70 годов XX века проводились в различных регионах мира и, в том числе, в Циркум-Пацифике [5, 4, 7]. Ряд региональных зон выделялся по металлогенической (олово – ИС, медь и золото – МС) специализации. Основной причиной возникновения гранитоидов ильменитовой серии была признана [6] переработка осадочного углерода в аккреционных комплексах орогенных поясов. Наши исследования (а такой детальности материала, как у нас, не было ни у кого) дополняют эти предположения. Среди магматических пород ИС известны все основные типы интрузивов от кислых до основных (S-, I-, A-, адакиты и т.п.), а также их эффузивные аналоги от риолитов до базальтов. Влияние на них осадочного углерода маловероятно. Для магнетитовой серии все аналогично, пока лишь нет достоверных данных о гранитоидах S-типа.

Связь регионального редокс-фона с геодинамическими процессами в зонах конвергентных окраин описана нами в работе [2]. Наши последние исследования позволяют несколько расширить эти представления.

Глобальный редокс-фон под континентами, по мнению многих авторов, является восстановленным, начиная с архея. Предполагается его постепенное окисление за счет субдукции, но современные исследования по цирконам дают пока восстановленные значения ($\Delta FQM =$ от -2 до -5).

Региональный редокс-фон в зонах конвергентных окраин определяется, в первую очередь, взаимным расположением континентальной и океанической плит [2]. При этом распределение в литосфере зон с различными редокс-условиями существует всегда. Магматизм в данном случае визуализирует это распределение. На сегодняшний день мы можем выделить две окисленные и две восстановленные зоны (рис.) при субдук-

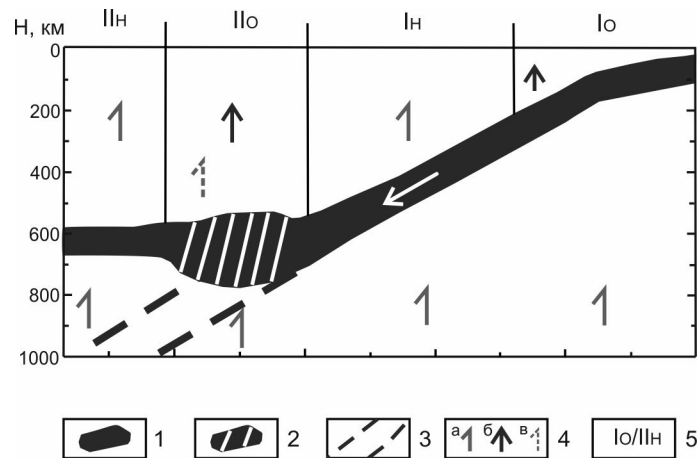


Рис. Модель возникновения редокс-зональности в литосфере САОП. 1 – погружающийся слэб; 2 – участок застойного слэба в мантийной транзитной зоне; 3 – участок слэба, проходящий зону МТЗ; 4 – флюидный поток: а – восстановленный, б – окисленный, в – восстановленный при отсутствии застойной части слэба; 5 – окисленные (Io) и восстановленные (Ih) области в литосфере.

ции с застойной зоной слэба. Вторая окисленная зона Io может и не проявиться, если слэб не задерживается в мантийной транзитной зоне МТЗ, возможно, мы видим это на Аляске [4]. В то же время профиль от Облущья до Татарского пролива может показать все 4 зоны. Здесь, правда, еще много белых пятен.

Дополнительные трудности. *Неплоская форма плит* (куполообразное погружение Тихоокеанской плиты под Восточной Азией). Не исключено, что подобная форма погружающейся плиты Изагаги привела к декратонизации Северо-Китайского кратона. Такой изгиб плиты проще объясняет окислительные условия в мезозойской литосфере под кратоном, чем аппеллинг из зоны МТЗ или движение плоских плит в отдельно взятом регионе. *Постоянное перекрытие субдукционных плит в пространстве и времени.* В мезозойской истории востока Евразии существовало несколько плит одновременно, и как взаимодействовали их глубинные участки между собой, пока остается загадкой. Также от угла погружения плиты и ее возраста в конвергентных областях зависит объем аккреционных комплексов [3] для аккреционных орогенов. Возможно, субдукция палео-Тетианской плиты под Южным Китайским Кратоном (ЮКК) почти не дала аккреционных комплексов, и возникла очень узкая зона окисленных магматических пород вдоль кромки ЮКК. *Трансформные зоны при движении плит и региональные разломы (сдвиги)* также сильно изменяют первоначальную картину. Стоит отметить, что мы в своих исследованиях не увидели влияние окисленного флюида на мезозойские породы при окислении Большого Мантийного Клина (Big Mantle Wedge).

Локальный редокс-фон. Мы выявили массивы с локальным аномальным фоном (например, Приисковский гранитоидный массив, Арминский рудный узел). Есть еще ряд положительных магнитных аномалий в ильменитовой зоне. Они требуют дополнительного изучения. Механизм образования локальных участков может быть различным. В магнетитовой зоне это могут быть скопления карбонатов либо образования А-типа при возникновении слэб-окон. В ильменитовой – присутствие в коре участков с повышенным содержанием серы или галогенов. Это надо выяснять в каждом конкретном случае,

возможно, существуют закономерности в размещении таких аномальных зон.

Микролокальный редокс-фон. Также было задокументировано существование отдельных небольших участков (до 0.5 м в диаметре) магнетитовых гранитов в массиве ильменитовых. Это микролокальный уровень. Его еще предстоит более детально изучить. Однако этот факт говорит о том, что при отборе образцов надо быть очень осторожным и предварительно делать площадные измерения каппаметром на обнажении.

Таким образом, стоит еще раз подчеркнуть, что изучение редокс-условий кристаллизации магматитов позволяет кроме выявления металлогенической зональности делать еще и предположения о геодинамической обстановке в регионе во время магматизма.

Литература

1. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 3. С. 51–67. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-51-67.
2. Талтыкин Ю. В., Мишин Л. Ф., Коновалова Е. А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алинского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой. Вестн. Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2020. № 4. С. 24–38. DOI: 10.34078/1814-0998-2020-4-24-38
3. Dasgupta R., Mandal N., Lee C. 2021. Controls of subducting slab dip and age on the extensional versus compressional deformation in the overriding plate. *Tectonophysics*, 801, 228716. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228716>
4. Hart C. J. R., Goldfarb R. J., Lewis L. L., Mair J. L. 2004. The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-series Granitoids and Intrusion-related Mineralisation. *Resource Geology*, V. 54, № 3. P. 253–280.
5. Ishihara S. 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, № 27. P. 293–305.
6. Ishihara S. 1998. Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts. *Resource Geology*, V. 48, №. 4. P. 219–224.
7. Wendt A. S., Vaughan A. P.M., Ferraccioli F., Grunow A. M. 2013. Magnetic susceptibilities of rocks of the Antarctic Peninsula: Implications for the redox state of the batholith and the extent of metamorphic zones. *Tectonophysics*. 585. P. 48–67. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.011>.

РАЗДЕЛ II

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Бакулин Ю.И.**ДЛЯ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ...**

Российское минералогическое общество, г. Хабаровск

Уважаемые коллеги! Считаю целесообразным акцентировать Ваше внимание на юбилейном характере конференции и актуальности разработки на конференции мероприятий на будущее развитие.

За прошедшие годы творческий научный коллектив занимался решением как фундаментальных проблем для обеспечения эффективности работы, так и решением текущих задач. Первоначально были развернуты разработки понятийной базы тектоники, геофизики, стратиграфии, палеовулканологии, создана серия терминологических справочников (Тектоника континентов и океанов, Форма геологических тел, Объекты палеовулканологии, Иерархия геологических тел, Общая стратиграфия, Структура континентов и океанов, Геологические формации, Рудные и рудоносные формации, Основные типы рудных формаций, Геологические тела).

Опубликован ряд крупных фундаментальных обобщений по тектонике, глубинному строению и металлогении Восточноазиатской окраины: "Вторичные кварциты и их рудоносность" (Мишин Л.Ф., Бердников Н.В., 2003 г.); "Металлогения олова Востока России" (Родионов С.М., 2005 г.); "Металлогения урана Дальнего Востока России" (Горошко М.В., Кириллов В.Е., Малышев Ю.Ф., 2006 г.); "Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России" (под ред. А.И.Ханчука, 2006 г.); "Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит)" (Гурьянов В.А., 2007 г.); "Атлас типов углей Приамурья" (Крапивенцева В.В., 2007 г.); "Глубинное строение и металлогения Восточной Азии" (под ред. А.Н.Диденко, Ю.Ф.Малышева, Б.Г.Саксина, 2010 г.).

В периодической печати и, прежде всего, в журнале «Тихоокеанская геология» регулярно освещались полученные новые данные по изучавшейся территории.

Создание и развитие в структуре института современного аналитического центра придает проводимым институтом работам уникальность и фундаментальность.

Негативным компонентом деятельности Института можно считать слабые связи с предприятиями Роснедр. Со временем негативность возрастала в связи со снижением деятельности государственного сектора геологоразведки вплоть до полного ее прекращения. В настоящее время в регионе нет ни одного предприятия, деятельность которого направлена на поиски и геологическое изучение недр (за исключением остатков Дальгеофизики и других территориальных подразделений). В предприятиях недропользователей небольшие группы специалистов минерально-сырьевого направления работают над обеспечением показателей по основной деятельности (добыча полезного ископаемого, изучение вещественного состава и др.). Информация обще-геологического содержания для них нередко (обычно) оказывается не представляющей интереса.

Напрашивается необходимость создания при ИТИГе постоянно действующего предприятия по научному сопровождению проводимых предприятиями Роснедр работ по государственному геологическому изучению территории (по договору Дальнедр и ИТИГа, согласному с Роснедрами).

Территория Дальнего Востока в связи со сложным геологическим строением, представленностью различных структурно-вещественных комплексов обладает крупнейшим минерально-сырьевым потенциалом недр, который обеспечивает от 53 до 100 % произ-

водства в Российской Федерации алмазов, золота, серебра, олова, сурьмы, вольфрама, бора, плавикового шпата. Однако начавшийся в девяностые годы спад геологоразведки продолжается, т.к. прирост перспективных для дальнейшего изучения объектов практически прекратился. из-за снижения состояния геолого-геофизической изученности. Среднемасштабным геологическим картированием (М 1:200 000) покрыто около 85 %, изданными листами Госгеолкарты-200 второго поколения, отвечающим современным требованиям, покрыто 12.3 % Геологической съемкой крупного масштаба (1:50 000) охвачено 25.86 % и дальнейшее проведение этих работ прекращено.

Основными задачами дальнейшего всестороннего изучения площади Дальневосточного округа являются (курсивом выделены работы рекомендуемые для предлагаемого предприятия региональной геологии ИТИГа):

- продолжение работ по созданию комплектов Госгеолкарты-1000 третьего поколения; Госгеолкарты-200 второго поколения;
- создание корреляционных схем стратиграфических образований, магматических и метаморфических комплексов;
- в связи с активным вовлечением рудных объектов в разработку и недостаточным обеспечением качественной питьевой водой из подземных источников населенных пунктов необходимо проведение современных региональных и детальных гидрогеологических работ;
- обеспечение современными геохимическими основами масштаба 1:1 000 000 к не составленным листам Госгеолкарт-1000 третьего поколения;
- продолжение мелкомасштабного эколого-геологического исследования;
- сбор информации по региональной геологии в предприятиях недропользователей;
- дальнейшее изучение геофизическими аэрометодами перспективных на нефть и газ участков континентального шельфа и аэрогаммаспектрометрическими съемками масштаба 1:25 000 и 1:50 000 еще неизученных этим методом перспективных территорий округа на рудные полезные ископаемые;
- в связи с недостаточной изученностью глубинными геолого-геофизическими методами континентального шельфа омывающих округ морей и высокими его перспективами нефтегазоносности, необходимо продолжить сейсморазведочные работы с целью выявления объектов для постановки глубокого бурения;
- наращивание объемов глубокого бурения с целью поисков месторождений нефти и газа на перспективных.

**Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кебезинская П.К.,
Крутикова В.О., Коновалова Н.С., Астапов И.А.**

**СИЛИКАТНЫЕ, ЖЕЛЕЗО-ОКИСНЫЕ И ЗОЛОТО-МЕДЬ-СЕРЕБРЯНЫЕ
МИКРОСФЕРУЛЫ В РУДАХ И ПИРОКЛАСТИКЕ КОСТЕНЬГИНСКОГО
ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

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

Из образцов магнетитовых руд и взрывчатых брекчий Костеньгинского железорудного месторождения (Малый Хинган, Дальний Восток России), локализованного в венд-кембрийских доломитах мурандавской свиты, выделено несколько сотен микросферул силикатного, железо-окисного и медь-золото-серебряного состава (рисунок) [1].

Сферическая форма силикатных микросферул (рис. в–ж) иногда нарушена микросталлами, вогнутостями и выпуклостями, дочерними микросферулами меньшего размера и газовыми полостями. Их образование происходило в гетерогенной жидкой или жидко-газовой среде, где одна из фаз принимает сферическую форму за счет сил поверхностного натяжения. Такие системы установлены при вулканической деятельности [2], в кимберлитах [3], а также в импактных условиях [4]. Наши данные свидетельствуют о том, что изученные силикатные микросферулы являются застывшими каплями железо-силикатного расплава, диспергированного вследствие извержения на поверхность или в трещины и полости, открывающиеся в процессе прорывов магмы в верхние слои коры [5].

На срезах некоторых силикатных микросферул видны несмешивающиеся железистые и кремнекислые фазы расплава (рис. е, ж). На диаграмме TAS точки составов железистых стекол располагаются в полях пикрита, пикробазальта и базальта, а составы кремнекислых стекол – в полях дацита и риолита. Кремнекислые стекла обогащены Si, Ca, Na и K, а железистые Fe, Ti, Mg, реже Mn. Составы сосуществующих железистых и кремнистых стекол из композитных микросферул соответствуют составам несмесимых расплавов, экспериментально полученных из толеитовых базальтов [6].

Микросферулы железо-окисного состава имеют сферическую, реже эллиптическую форму, выступы на их поверхности соответствуют выходам кристаллов магнетита (рис. з, и). На срезах таких микросферул нередко обнаруживаются включения силикатно-железистого стекла, которое присутствует и в интерстициях между кристаллитами. По форме и составу они сходны с магнетитовыми сферулами из рыхлых руд и с железо-окисными глобулами в расплавах вулкана Эль Лако, Чили [7]. Особенности структуры костеньгинских микросферул говорят об их кристаллизации в магматическом расплаве, или в высокотемпературной газовой среде. В таких условиях кристаллиты могли расти равномерно и беспрепятственно во всех направлениях, обеспечивая шарообразную форму микросфер. Наши данные позволяют предположить, что магнетитовые микросферулы (а, возможно, и магнетитовые руды) Костеньгинского месторождения кристаллизовались из обогащенного железом и флюидами расплава в пределах эруптивной колонны.

У микросферул медь-золото-серебряного состава на поверхности часто наблюдаются следы усадочных деформаций, формирующихся при остывании (рис. к–м). Внутренняя структура таких микросферул однородна, иногда осложнена сферическими включениями, в составе которых преобладает оксид меди, и полостями, декорированными дендритами.

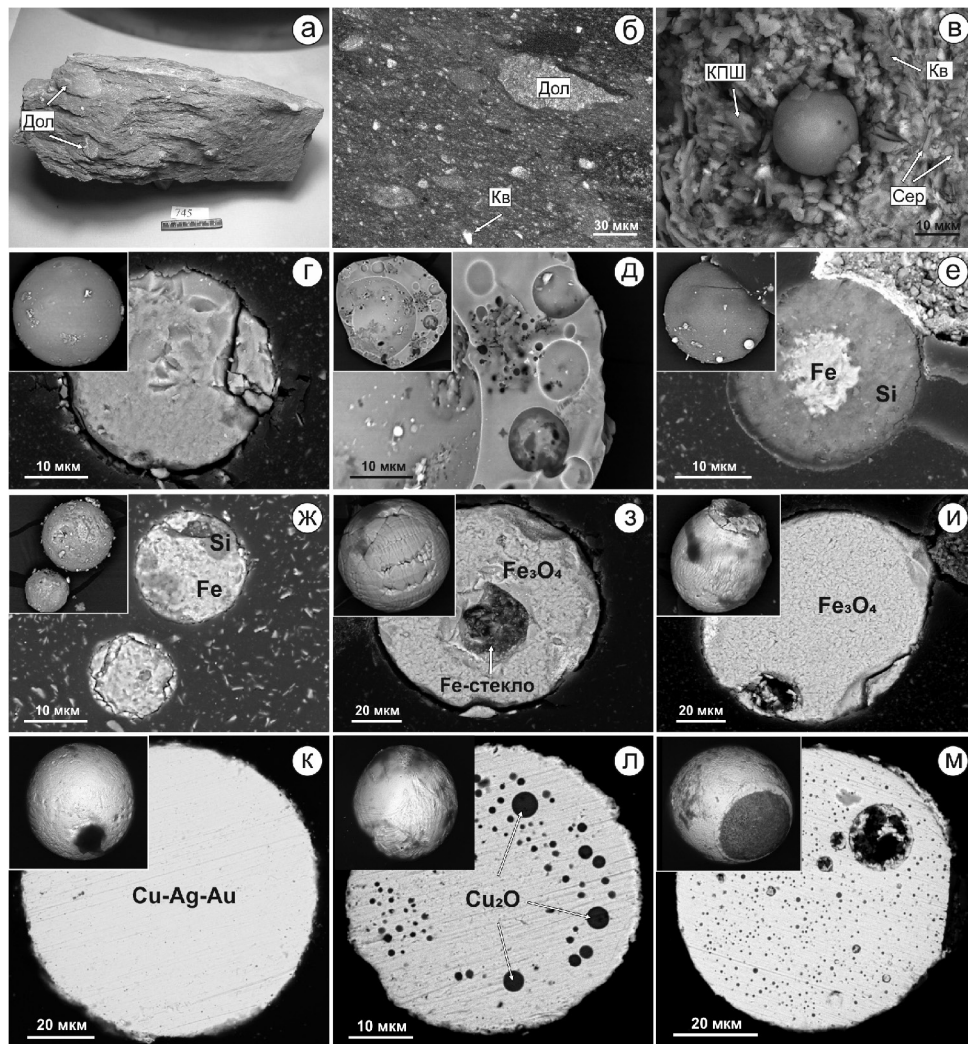


Рис. Эксплозивные породы (а, б) и микросферы (в–м) из пород и руд Костынгинского месторождения: в – силикатная микросфера *in situ* в эксплозивной брекчии; силикатные микросферы гомогенные (г), пористые (д) и с продуктами ликвации на несмешивающиеся железистые (Fe) и кремнекислые (Si) расплавы (г–ж); железно-окисные (з, и) и золото-медно-серебряные микросферы гомогенные (к), с ликвационными выделениями оксида меди (л) и пустотами, инкрустированными Cu-Ag-Au дендритами (м). Дол – доломит, КПШ – калиевый полевой шпат, Сер – серицит, Кв - кварц.

На поверхности ряда микросфер (рис. м) фиксируются фрагменты фазы сложного состава (SiO_2 14.4; TiO_2 0.2; Al_2O_3 5.6; FeO 23.8; MgO 1.7; CaO 6.2; Na_2O 21.5; K_2O 0.8; NiO 0.9; CuO 11.1; ZnO 13.7 вес. %). Структурные признаки свидетельствуют в пользу ее образования совместно с медь-золото-серебряным сплавом в виде несмешивающихся жидкостей.

Сферическая форма и характерные усадочные деформации поверхности указывают на образование Cu-Ag-Au микросфер в изначально жидком виде в охлаждающейся

жидкой (или газовой) среде. Согласно фазовой диаграмме Cu-Ag-Au [8] температура этого процесса была выше 950 °С. Поскольку в изученных нами микросферах структуры распада с образованием твердых металлических фаз с различным содержанием Cu, Ag и Au не наблюдаются, мы заключаем, что Cu-Ag-Au сплав в них претерпел быстрое охлаждение и находится в метастабильном состоянии. Включения оксида меди (Cu₂O) в Cu-Ag-Au микросферах сформировались в результате вторичной ликвации при повышенном потенциале кислорода [9]. Температурный интервал такой ликвации составляет 1223–1350 °С, что поднимает температуру формирования самих микросферул до этих значений. При медленном охлаждении сферические медно-окисные включения приобрели бы огранку, а матричный сплав Cu-Ag-Au микросферул претерпел бы распад. Поскольку этого не произошло, мы полагаем, что выделившиеся из первичного расплава Cu-Ag-Au микросферулы испытали резкое охлаждение до температур, при которых распад не происходит.

Все три типа микросферул, обнаруженных в рудах и пирокластических породах Костеньгинского месторождения, имеют структурные и геохимические признаки магматического происхождения. Они формировались в жидкой насыщенной флюидами среде и испытали быстрое охлаждение. Присутствие магнетитовых и интерметаллических Cu-Ag-Au микросферул вместе с силикатными предполагает гетерогенность извергающейся магмы, содержащей, помимо обогащенного железом силикатного расплава, выделения магнетита и микропорции интерметаллидов.

Насыщенные металлами и газом расплавы, за счет которых образовалась своеобразная ассоциация изученных нами микросферул, могли возникнуть в результате смешения магм различного состава глубинного происхождения. Эксплозивная деятельность, связанная с дифференцированными магматическими очагами в земной коре, возможно, играет важную роль в образовании некоторых обогащенных благородными металлами железорудных месторождений в субдукционных обстановках.

Литература

1. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кебезинская П.К., Крутикова В.О., Коновалова Н.С., Астапов И.А. Силикатные, железо-окисные и золото-медь-серебряные микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология, 2021, том 40, № 3, С. 67–84.
2. Сандмирова Е.И. Сферические минеральные образования вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Автореферат к.г.-м.н., Владивосток, 2008, 25 с
3. Маршинцев В. К. Природа сфероидных образований в кимберлитах // Следы космических воздействий на Землю. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 45–58
4. Яковлев О. И., Герасимов М. В., Ю. П. Диков Оценка температурных условий образования HASP- и GASP-стекло лунного реголита // Геохимия, 2011, № 3, С. 227–238
5. Лукин А.Е. Минеральные сферулы - индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нафтидогенеза // Геофизический журнал. 2013. Т. 35, № 6. С. 10–53.
6. Hou T., Charlier B., Nemur O. et al. Experimental study of liquid immiscibility in the Kiruna-type Verdenoeg iron-fluorine deposit, South Africa // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 203. P. 303–322.
7. Nyström J.O., Henriquez F., Naranjo J.A et al. Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Laco, Chile // *American Mineralogist*. 2016 V. 101. P. 587–595.
8. Wise J. Gold Recovery, Properties and Applications. The Netherlands: D. Van Nostrand Company. 1964. 167 p.
9. Neumann J.P., Zhong T., Chang Y.A. The Cu-O (Copper-Oxygen) system // *Bulletin of Alloy Phase Diagrams*. 1984. V. 5. P. 136–140.

Гаврилов А.А.

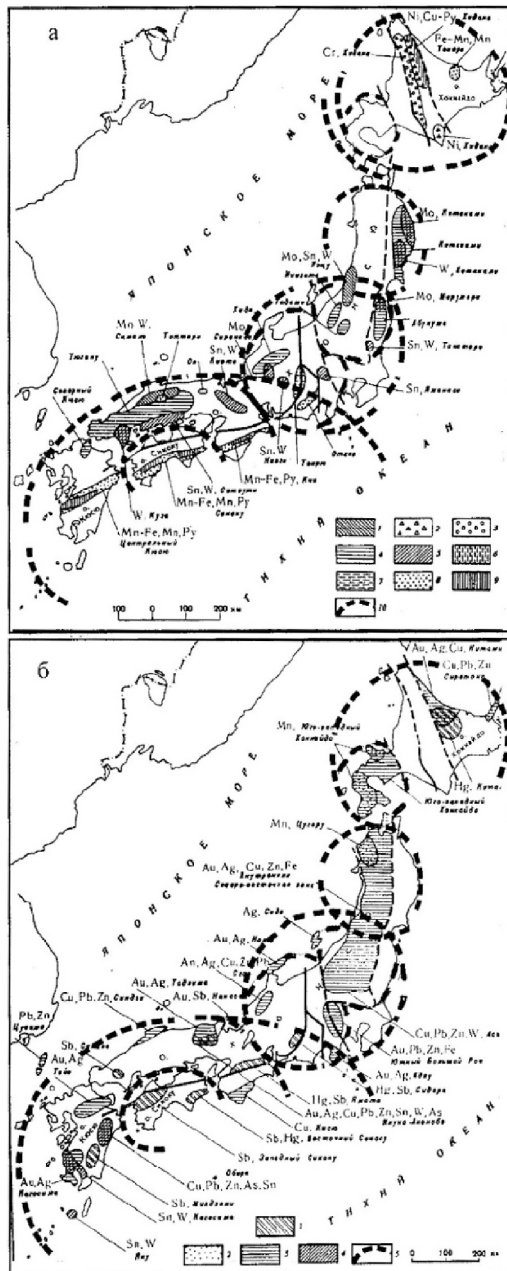
**СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЯПОНСКИХ ОСТРОВОВ С ПРОЦЕССАМИ ОЧАГОВОГО
ТЕКТОГЕНЕЗА**

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

Проведенные исследования [1] показали, что тектоническую основу Японских о-вов составляет унаследовано развивающаяся система мел-палеогеновых орогенных поднятий центрального типа и наложенных позднекайнозойских (миоцен-голоцен) вулканогенных и дизъюнктивных структур. Широкое распространение на о-вах систем трансрегиональных и региональных магмоконтролирующих разломов и очаговых структур различного ранга и возраста указывает на определяющую роль глубинных, коровых инъективных дислокаций и магматического фактора в строении и эволюции территории, что отражается на ее металлогенических особенностях. Большое значение очаговых структур в контроле оруденения показывает, в частности, анализ размещения позднекайнозойских золоторудных объектов на о-вах Хоккайдо, Кюсю и колчеданных месторождений типа Куроко на о. Хонсю.

Выделенные орогенные своды (рис.) представляют собой региональные центры горообразования. Высокая концентрация в их пределах плутонических и вулканических пород [2] и соответствующих магматических центров позволяет рассматривать их как области концентрации очаговых рудно-магматических систем разного возраста и глубин заложения. 1. В пределах Японских о-вов известны 5 основных этапов гранитоидного магматизма (кембрий-силур, карбон, пермь, ранняя юра и ранний мел-плиоцен), каждый из которых сопряжен с эпохой горообразования и сопутствующими явлениями масштабного метаморфизма, консолидации масс горных пород и ростом мощности земной коры. Средняя продолжительность этапов 40–50 млн лет, однако в раннем палеозое и диапазоне мел-плиоцен она превысила 100 млн лет [1]. С рифтогенными процессами и явлениями мантийного диапиризма связаны этапы деструктивного тектогенеза и опускания территории. Сопутствующие проявления базитового магматизма заняли следующие временные диапазоны: плутонические формации (J_1 ; $K_1 - N_3$), вулканические ($K_1 - Q_4$). 2. Есть все основания полагать, что цикличность регионального магматизма и сопутствующего рудогенеза коррелируется с дискретными во времени (принцип гейзера) поступлениями мантийного вещества и энергии. 3. В основе параллельного протекания процессов горообразования и рифтогенеза, базитового и кислого магматизма на островных территориях лежит ряд факторов. Это – существование единого глубинного энергогенерирующего центра, сопоставимого с Япономорским плюмом [3]; дифференцированное развитие областей поднятий и опусканий; чередование геодинамических режимов сжатия-растяжения и этапов конструктивного и деструктивного тектогенеза; различная проницаемость земной коры и др. Образование миоценовых и плиоценовых гранитоидов в пределах островной территории на фоне масштабного проявления миоцен-плиоценового и плиоценового базальтоидного вулканизма на дне прилегающей Япономорской впадины – один из примеров дифференцированного влияния плюма и сопряженных с ним мантийных диапиров на эволюцию окраинного моря и островной дуги на неотектоническом этапе их развития.

Эти данные соотносятся с принципом параллельности развития рудных процессов в пределах месторождений, рудных узлов и районов при соучастии коровых и мантийных компонентов и факторов в реализации процессов рудообразования [4].



а – поздний мезозой – раннетретичное время.

Провинции:

- 1 – раннетретичные оловянные, вольфрамовые, молибденовые;
- 2 – раннетретичные никелевые;
- 3 – раннетретичные хромитовые;
- 4 – меловые медные, свинцовые, железорудные;
- 5 – меловые оловянные, вольфрамовые, молибденовые;
- 6 – юрские хромитовые;
- 7 – юрские никелевые;
- 8 – юрские марганцевые и марганцево-железорудные;
- 9 – юрские медные.
- 10 – геологические и геоморфологические границы орогенных сводов и тектономагматических поднятий.

б – позднегеретичное время.

Провинции:

- 1 – сурьмяные и ртутные;
- 2 – марганцевые;
- 3 – золотые, серебряные, медные, свинцово-цинковые, железорудные;
- 4 – оловянные, вольфрамовые, мышьяковые.
- 5 – геологические и геоморфологические границы орогенных сводов и тектономагматических поднятий

Рис. Схема региональных очаговых морфо-структур [1] и рудных районов, провинций Японских островов [4].

4. Наличие древнего сиалического фундамента и чередование конструктивных и деструктивных процессов тектогенеза с соответствующими составами конформных магматических комплексов объясняют полиформационный и гетерохронный характер процессов оруденения, которые привели к образованию сиалического, фемического и

гибридного (фемическо-сиалического) профилей рудной минерализации Японии [5].

5. Экспозиция рудных объектов в пределах длительно живущих орогенных сводов, переживших ряд этапов деструктивного тектогенеза и содержащих унаследованные и наложенные элементы структурного плана, определяется различиями денудационного среза их ядерных и периферийных частей, а также условиями сохранности оруденения лишь в пределах относительно опущенных блоков, наложенных грабенов.

6. Специфические особенности центральных частей сводов поднятий – максимальный денудационный срез, высокая концентрация плутонов, батолитов гранитидов и вулканических центров, что сочетается с наличием диаметральных зон растяжения, крупных разломов, представляющих каналы для поступления магм и потенциально рудоносных гидротерм, флюидов.

7. В ходе исторического развития активная эрозия и денудация горных пород сводов сопровождалась масштабной экзогенной дифференциацией вещества на уровне минералов и химических элементов. В это время возникали древние россыпи, элювиальные месторождения, а также обогащенные рудными элементами массы коррелятных горных пород, накапливаемых в прилегающих межгорных впадинах и в промежуточных коллекторах. Это создавало предпосылки для образования в последующие эпохи тектономагматической активизации полигенных, регенерированных и метаморфогенных месторождений. Такие палеогеоморфологические факторы определяют перспективы более высоких концентраций рудных объектов вокруг областей ранней консолидации, древних центров горообразования.

8. Наиболее благоприятные энергетические условия для формирования крупных месторождений возникали в пределах длительно живущих очаговых морфоструктур, где явления тектономагматической активизации и экзогенной, эндогенной дифференциации вещества и концентрации рудных компонентов осуществлялись неоднократно.

9. Географическое положение Японской островной дуги и история ее геологического развития предполагает перманентное участие морских и метеорных вод в процессах рудообразования. Крупные водонасыщенные палеоморфоструктуры эпох рудогенеза (кальдеры, вулканотектонические депрессии, грабены) образуют группу наиболее перспективных, потенциально рудоносных объектов исследования.

Литература

1. Гаврилов А.А. Кольцевые структуры Японских островов // Вулканология и сейсмология. 2012. № 1. С. 19–36.
2. Geological Map of Japan. 1992. Scale 1: 1 000 000.
3. Гаврилов А.А. Структурные элементы впадины Японского моря и прилегающей островной и континентальной суши по данным космогеологических исследований // Исследование Земли из космоса. 2020. № 4. С. 27–40.
4. Щеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М. Наука, 1985. 325 с.
5. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 175 с.

**Глухов А.Н.¹, Прийменко В.В.¹, Котов А.Б.², Фомина М.И.¹,
Акинин В.В.¹, Сальникова Е.Б.²**

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОНГИНСКОЙ ЗОНЫ ОМОЛОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

¹*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан*

²*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. С.-Петербург*

В тыловой зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) известен ряд далеко вдающихся в континент и вытянутых ортогонально по отношению к поясу зон меловых вулканических пород, получивших в литературе наименование «зон тектономагматической активизации (ТМА) [5, 10]. Одна из таких зон - Конгинская – рассекает Омолонский кратонный террейн пополам и протягивается вглубь его на 150 км. Она сложена вулканическими ассоциациями андезит-дацитового состава и гранитоидами, которые не охарактеризованы современными изотопными определениями возраста. С магматическими комплексами Конгинской зоны ассоциируют многочисленные рудопроявления Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo. Они слабо изучены, их геолого-генетическая принадлежность и возраст неясны.

Медно-молибден-порфировое оруденение контролируют интрузии гранитоидов. На рудопроявлениях Вечернее и Хрустальное минерализация представлена сульфидно-кварцевыми штокверками и залежами оруденелых скарнов. Выделяются три минеральных парагенезиса: гранат-магнетитовый (скарновый), пирит-арсенопирит-молибденит-полисульфидный, золото-серебро-теллуридно-висмутовый [3, 4, 6]. Содержания молибдена достигают 0.2 %, меди 0.5 %, серебра 85 г/т, золота 3.7 г/т. С медно-молибденовым рудопроявлением Хрустальное ассоциируют скарны гранат-пироксен-магнетитового состава с содержаниями железа 20–58 % и золота до 0.3 г/т [9]. На периферии медно-молибденовые штокверки сменяются жилами с золото-серебро-полиметаллической минерализацией. Рудопоявление Захаренко приурочено к интрузивно-купольному поднятию, в ядре которого обнажены монцодиориты, вмещающие сульфидно-кварцевые штокверки с пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и молибденитом. U-Pb возраст кристаллизации циркона из монцодиоритов (TIMS) составил 86.4±0.3 млн лет. По серициту из развитых по монцодиоритам и в непосредственной близости от них пирит-серицит-кварцевых метасоматитов получен Ag-Ag возраст 87,9±1,3 млн лет (возраст плато, СКВО=1.5, p = 0.2; 97.7 % выделенного ³⁹Ag на шести ступенях плато), согласующийся с учетом погрешности с U-Pb возрастом. Содержания молибдена в штокверках достигают 0,2 %, меди 0,1 %. На удалении от них развиты рудоносные карбонат-кварцевые жилы. Содержания золота в них до 20 г/т, серебра до 88 г/т, свинца – более 1 %; геохимический спектр жил Au-Pb-Ag-(W, Mo)-As. Руды содержат два минеральных парагенезиса: 1) пирит-полисульфидно-кварцевый, 2) золото-серебряный. В сфалерите установлены высокие концентрации Fe (11–12 %), Mn (более 1 %), низкие – Cd (менее 1 %). Руды характеризуются относительно утяжеленным изотопным составом сульфидной серы, до +4.7‰ δ³⁴S (VCDT). Рудопоявление Захаренко по геологической позиции и составу руд относится к полнопроявленной порфирово-эпитермальную рудной системе, на нижних уровнях которой развита штокверковая молибден-медно-порфировая минерализация, а на верхних – жильная золото-серебро-полиметаллическая.

Серебро-полиметаллические рудопоявления контролируются субвертикальными разломами, ассоциируют с гранитоидами и представлены сульфидно-карбонатными жилами и прожилками и оруденелыми скарнами. Рудопоявление Седое локализовано в интрузивно-купольной структуре, которая сложена терригенно-карбонатными породами ордовика, перми и триаса, прорванными гранодиорит-порфирами с U-Pb возрастом (TIMS) 86.4 ± 0.4 млн лет. Оруденение представлено кварц-сульфидно-карбонатными прожилками, рассекающими гранат-пироксеновые скарны. Рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, стефанит, прустит, пираргирит, самородное серебро, а также, редко - арсенопирит, леллингит, глаукоdot, кобальтин, алтаит, гессит, теллурувисмутит, тетрадимит [7]. Прожилки являются коренным источником мелкой аллювиальной россыпи самородного серебра. Содержания золота до 8 г/т, серебра до 197 г/т, свинца и цинка до 1 %; геохимический спектр минерализации Pb-Ag-Zn-As-Bi-W-Sb-Au-Cu-Mn.

Определенной спецификой характеризуется золото-серебряное оруденение Конгинской зоны. Рудопоявление Джелты приурочено гипабиссальным интрузиям кварцевых монцидиоритов. Рудные тела представлены жильно-прожилковыми зонами барит-карбонат-кварцевого состава мощностью от 2 до 20 м с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, электрумом. Содержания золота до 9.7 г/т, серебра до 1913 г/т. Характерны высокие, иногда превышающие 1 %, концентрации свинца и цинка. Геохимический спектр оруденения Ag-Pb-Au-As-Sb-Zn-Mo. Выделены две минеральные ассоциации: 1) пирит-карбонат-барит-кварцевая, 2) золото-блеклорудно-полисульфидная. Сфалерит низкожелезистый (<4 %), содержит относительно много Cd (до 2.24 %). Руды характеризуются близким к метеоритному изотопным составом сульфидной серы с $+0.3\text{‰ } \delta^{34}\text{S}$ (VCDT). Рудопоявление Джелты представляет собой по современной классификации [11] эпитеpмальную минерализацию типа «Intermediate Sulfidation». Главные отличительные черты подобного рода объектов: ассоциация с вулканическими и субвулканическими телами кислого и среднего состава, широкое развитие карбонатов и Cu-Pb-Zn минералов в рудах, низкое отношение Au/Ag (1:10–1:100).

Химический состав и спектры распределения примесных элементов рудоносных гранитоидов аналогичны породам ОЧВП. Полученные нами их U-Pb датировки отвечают так называемому «второму импульсу магматической активности ОЧВП» [1, 8] с геохронологическим интервалом 94–82 млн лет. Это дает основание утверждать, что Конгинская зона является составной частью Пенжинского сегмента ОЧВП. Оруденение Конгинской зоны, в том числе связанное с гранитоидами, также по составу близко ОЧВП, отличаясь более высокими концентрациями Mo в медно-порфировых рудах, что вообще характерно для зон ТМА [2], а также преобладанием серебро-полиметаллического оруденения над золото-серебряным.

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Акинин В.В., Колова Е.Е., Савва Н.Е., Горячев Н.А., Маматюсупов В.Т., Кузнецов В.М., Альшевский А.В., Ползунов Г.О. Возраст гранитоидов и ассоциирующего молибденпорфирового оруденения Коркодоно-Наяханской зоны, Северо-восток России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2019. № 4. С. 3–8.
3. Алексеенко А. В., Коробейников С. В., Сидоров В. А. Новые данные о медно-молибден-порфировом оруденении в пределах Омолонского массива // Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1990. С. 157–162.
4. Горячев Н. А., Егоров В. Н., Савва Н. Е., Кузнецов В. М., Фомина М. И., Рожков П. Ю. Геология и метал-

- логения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.
5. Кузнецов В.М. Разнопорядковые структуры тектоно-магматической активизации в Верхояно-Чукотской складчатой области // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2006, № 2. С. 2–12.
 6. Пак А. М. Порфирировое оруденение Южно-Омолонского рудного района // Колыма, 2002. № 4. С. 14–18.
 7. Савва Н. Е. Серебро-арсенидная формация Омолонского срединного массива (новые данные) // Вестник Северо-Восточного научного центра РАН. 2019. № 4. С. 9–17.
 8. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
 9. Фадеев А. П. Магнетитовые скарны ручья Хрустального (Омолонский массив) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Выпуск 21. Магаданское книжное издательство, 1974. С. 319–321.
 10. Фадеев А.П., Розенблом И.С., Сосунов Г.М., Кузнецов В.М. Зоны тектоно-магматической активизации мезозоид Северо-Востока СССР и их рудоносность // Металлогения и рудные формации зоны перехода континент-океан. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 142–150.
 11. Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic setting, ore-fluid composition and epithermal precious-metals deposits // SEG Special Publication, 10, 2003. pp. 315–343.

Голубева Е.М.¹, Кондратьева Л.М.²

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ОТТАИВАНИЯ/
ЗАМОРАЖИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

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

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

Введение

Глобальное изменение климата является одним из факторов, которые приводят к развитию оползневых явлений. Как следствие, повышение температуры способствует таянию вечной мерзлоты, ледников и увеличению осадков, что активизирует процессы разрушения горных пород [6]. Во многих регионах максимальное количество оползней происходит, как правило, в сезон дождей [3].

Процессы замерзания и оттаивания воды в поровом пространстве горных пород (ГП) оказывают влияние и на биогеохимические циклы многих металлов, особенно в регионах, затронутых вечной мерзлотой [5]. При ее оттаивании происходит высвобождение ранее аккумулированных растворенных веществ [4]. Изучение механизмов разрушения пород в результате замерзания-оттаивания имеет значение для предотвращения разрушений инфраструктурных сооружений в холодных регионах [9].

Обрушения склонов в водные объекты могут вызвать каскадные опасные явления: наводнения, селевые потоки и цунами, которые сопровождаются большими рисками для транспортных магистралей и гидроэнергетики [7,8]. Поступающий в водные объекты оползневый материал приводит к изменению качества воды.

Впервые на Дальнем Востоке России в зимний период (11 декабря 2018 г.) при температуре –36 °С произошел гигантский оползень с перемещением большого объема горных пород непосредственно в водохранилище. В результате было полностью перекрыто движение водных масс, и сократился доступ воды к Бурейской ГЭС. Предполагалось, что основные последствия в зоне влияния оползня на Бурейском водохранилище связаны с изменением химического состава воды за счет поступления почв, измельченных горных пород, остатков древесины после цунами, продуктов детонации во время взрывных работ и высокомолекулярных органических веществ из порового пространства пород, находящихся длительное время в состоянии регулярного замерзания / оттаивания.

Целью исследования было сравнить изменения концентраций металлов в водной вытяжке скалистой породы до и после проведения взрывных работ при разном температурном режиме.

Объекты и методы

Водосборная площадь Бурейского водохранилища расположена на территории с очень сложными мерзлотно-гидрогеологическими условиями, развитой островной, прерывистой и сплошной многолетней мерзлотой [2]. Колебания уровней воды в водохранилище между максимальными отметками в начале осени и минимальными весной составляют 20 м. Оползень сошел с левого берега с крутизной 30–35°. Правый берег – пологий, представляет собой террасовидную поверхность эрозионного происхождения шириной более 1 км и высотой до 50 м над современным уровнем воды. Согласно геодезическим измерениям, объем сошедшего оползня составляет 24.5 млн м³.

Объём надводной части превышает 4.5 млн м³, основная часть оползня находится под водой. После оползня произошло уникальное событие – образование волны, по своему механизму представляющей небольшое «речное цунами», которая уничтожила лес на обоих берегах [1]. Водный поток ломал стволы деревьев, оставляя раздробленные пни высотой до 1 м. Значительная часть деревьев обратным потоком воды была снесена в водохранилище. Вода перешла на другой берег и по долине притока Средний Сандар поднялась на 3.6 км.

Пробы горных пород, разрушенных во время схода оползня, были отобраны 25.01.2019 до начала взрывных работ (выше и ниже тела оползня) и после их проведения (февраль, март, апрель 2019 г.). Для понимания процессов, происходящих в зоне гипергенеза, в период замерзания/оттаивания, был поставлен эксперимент по изучению взаимодействия воды с горными породами. Исследование проводили на водных вытяжках горных пород, отобранных до и после проведения взрывных работ. Навески проб 1 г, предварительно прокаленные при 100 °С, помещали в 100 мл бидистиллированной воды. Выдерживали 5 суток экстрагирование при разных температурных режимах. Часть проб оставляли при температуре 23 °С, остальные помещали в морозильную камеру при –10.5 °С.

Анализ общего содержания ионов металлов в полученных растворах проводили в лаборатории Хабаровского инновационно-аналитического центра при ИТиГ ДВО РАН. Пробы исследовали на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой фирмы Perkin Elmer (США) в соответствии со стандартными методиками.

Результаты

Установлено, что в вытяжках после пяти суточного экстрагирования при температурном режиме –10.5 °С происходило многократное увеличение концентрации исследуемых элементов (Mg, Al, Ca, Mn, Fe). Максимальное содержание было зарегистрировано в водной вытяжке горных пород, отобранных до взрыва, выдержанной при минусовой температуре (рис.).

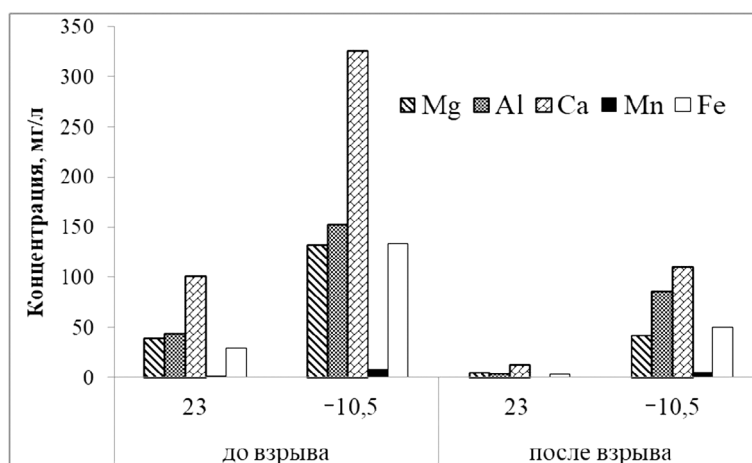


Рис. Содержание макрокомпонентов в 5-суточной водной вытяжке горных пород (до и после взрывов) при различной температуре.

При сравнении содержания макрокомпонентов в природной воде на месте схода оползня и 5 суточных водных вытяжках было установлено существенное увеличение всех исследуемых элементов в растворе, полученном при взаимодействии воды с ГП.

Максимальное увеличение концентрации зафиксировано для кальция в вытяжке, выдержанной при -10.5 °С.

При взаимодействии воды с горными породами происходит переход отдельных элементов в растворимое состояние и последующая их адсорбция на частицах нерастворимых соединений железа. Это было показано на примере различного поведения металлов во время взаимодействия ГП с водой.

Таким образом, экспериментальные исследования по влиянию различных температурных режимов показали, что воздействие отрицательных температур в присутствии водной фазы активизирует процессы перехода порообразующих металлов в растворенное состояние. При увеличении количества циклов замораживания/оттаивания возрастают риски разрушения горных пород, особенно в зонах распространения вечной мерзлоты.

Литература

1. Махинов А.Н., Махинова А.Ф., Левшина С.И. Оценка смыва водно-ледяным цунами почвенного покрова и качество воды в районе оползня на Бурейском водохранилище // *Метеорология и гидрология*. 2020. №11. С. 64–73.
2. Мордовин А.М., Шестеркин В.П., Антонов А.Л. Река Буря: гидрология, гидро-химия, ихтиология. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2006. 149 с.
3. Andres N., Badoux A. The Swiss flood and landslide damage database: normalisation and trends // *Journal of Flood Risk Management*. 2018. e 12510.
4. Antcibor I., Eschenbach A., Zubrzycki S., Kutzbach L., Bolshiyarov D., Pfeiffer E.-M. Trace metal distribution in pristine permafrost-affected soils of the Lena River delta and its hinterland, northern Siberia, Russia // *Biogeosciences*. 2014. V.11. P. 1–15.
5. Buldovicz S.N., Khilimonyuk V.Z., Bychkov A.Y., Ospennikov E.N., Vorobyev S.A., Gunar A.Y., Gorshkov E.I., Chuvilin E.M., Cherbunina M.Y., Kotov P.I., Lubnina N.V., Motenko R.G., Amanzhurov R.M. Cryovolcanism on the Earth: Origin of a Spectacular Crater in the Yamal Peninsula (Russia) // *Scientific reports*. 2018. V. 8. e:13534.
6. Coe J.A. Bellwether sites for evaluating changes in landslide frequency and magnitude in cryospheric mountainous terrain: a call for systematic, long-term observations to decipher the impact of climate change // *Landslides*. 2020. V. 17. P. 2483–2501.
7. Haerberli W., Schaub Y., Huggel C. Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in deglaciating mountain ranges // *Geomorphology*. 2017. V. 293. P. 405–417.
8. Hernandez M.E., Beck, D.A., Lidstrom, M.E., Chistoserdova, L. Oxygen availability is a major factor in determining the composition of microbial communities involved in methane oxidation // *Peer J*. 2015. V. 24, №. 3. e801.
9. Patton A.I., Rathburn S.L., Capps D.M. Landslide response to climate change in permafrost regions // *Geomorphology*. 2019. Vol. 340. P. 116–128.

Гурман М.А., Щербак Л.И.

**ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВЗРЫВНЫХ МИКРОЗОН (МЕСТОРОЖДЕНИЕ
МАЛМЫЖ, УЧ. СВОБОДА)**

*Хабаровский федеральный исследовательский центр Институт горного дела ДВО РАН,
г. Хабаровск*

В процессе изучения вещественного состава руды, структур и текстур минералов одного из рудных тел Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения (Хабаровский край) [1] была выявлена специфическая минеральная ассоциация, локализуемая во взрывных микрозонах.

В составе исследуемого рудного тела преобладают рудовмещающие метасоматиты, основным минералом которых является кварц; ортоклаз, альбит, актинолит и хлорит в сумме не превышают 5 %. Рудные минералы входят в три ассоциации: грейзеновая – бромеллит, рубидий (примесь и включения в кварце), топаз, магнетит, шеслит; сульфидная продуктивная – халькопирит (~1,5 %), пирит (~3 %), золото (0,4 г/т), серебро (1,5 г/т), а также молибденит, висмутин, галенит, сфалерит, теллуриды и селениды, которые, в основном, представлены в виде включений в халькопирите и пирите; ассоциация взрывных микрозон – платина (включение в магнетите II), пироп, кианит, коэсит, магнетит II выполняют микротрещины и микрозоны брекчирования в пирите и халькопирите первой генерации.

Рудная минерализация месторождения Малмыжского формировалась в длительном временном интервале (~ 30 млн лет при температуре 580–330 °С) [2]. В постсульфидный период в связи с активизацией глубинного разлома в пределах изученного рудного тела возникли взрывные микрозоны, которые фиксируются в халькопирите и пирите первой генерации и кварце по изменению их физических свойств. А также происходил привнос высокотемпературных флюидов, отложенных в микрозонах в виде магнетита II, платины, циркона, пироба и кианита. Залечивание микротрещин в халькопирите и пирите пиропом и кианитом, а также скопление в кианите обломков халькопирита и других минералов сульфидной стадии рудообразования, вероятно связано с повторными разрывными процессами и внутрирудным метасоматозом, что отражено в схеме эволюции минералообразования в конкретном рудном теле (табл).

Зоны микротрещиноватости фиксируются в определенном интервале сульфидного рудообразования. Нижняя граница проходит по уровню кристаллизации золото-серебро (в золоте выявлены включения пироба [3]), а верхняя перед уровнем кристаллизации халькопирита II и пирита II, т.к. выше этой границы изменений, вызванных внутрирудным метасоматозом, не наблюдается. В халькопирите и пирите первой генерации наблюдаются изменения формы минералов (развальцевание, срезание углов), что приводит к образованию форм, близких к шаровидным. По кварцу под действием высоких температур и давления образуется коэсит, зерна которого имеют оплавленные, трубчатые, воронковидные формы. С микрозонами взрывной трещиноватости усматривается прямая связь алмазоносности. Исследования в этом направлении продолжаются.

Таблица. Схема последовательности минералообразования (толщина линий соответствует интенсивности процесса; == взрывные микрозоны)

Минералы	Стадии минералообразования		
	Грейзеновая	Сульфидная	Взрывных микрозон
Бромеллит			
Рубидий+кварц			
Топаз			
Магнетит I			
Кварц I			
Шеллит			
Молибденит			
Висмутин			
Галеновисмутит			
Теллуриды			
Селениды			
Золото-серебро			
Серебро			
Галенит			
Пирит I			
Халькопирит I			
Сфалерит			
Пирит II			
Халькопирит II			
Кварц II			
Козсит			
Платина			
Циркон			
Пироп			
Кианит			
Магнетит II			
Кварц III			

Литература

1. Гурман М.А., Полтарецкая А.Е. Технологические исследования первичных медно-порфировых руд Малмыжского месторождения // Проблемы недропользования. 2019. № 2. С. 94–100.
2. Буханова Д.С. Минералого-геохимические особенности Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения, Хабаровский край // Автореф. дисс... канд. геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский. 2020. 25с. URL: <http://www.ksnet.ru>
3. Гурман М.А., Щербак Л.И. Формы проявления золота в первичной золото-медно-порфировой руде Малмыжского месторождения // Инновационные процессы комплексной переработки природного и техногенного минерального сырья. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН. 2020. С. 77–79.

Кириллов В.Е., Гурьянов В.А.**РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЛКАНСКОГО ВУЛКАНОГЕНА
(ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА)**

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

Улканский вулканоген (8000 км²) находится в восточной части Алдано-Станового щита, на территории Аяно-Майского района Хабаровского края.

Вулканоген соответствует Улканскому рудному району, который характеризуется редкометалльно-редкоземельным металлогеническим профилем, с Au и U, и отличается большим количеством месторождений (30) и рудопоявлений (170), объединенных в 3 рудных узла (РУ) [2].

Улканский вулканоген (прогиб) сложен контрастной серией вулканитов основного (базальты) и кислого состава с преобладанием трахидацитов. В центральной части прогиба находится Улканский плутон (700 км²) предположительно плюмовой природы, сложенный преимущественно гранитоидами (рапакививидные, субщелочные, щелочные граниты), с участием сиенитов и габброидов.

Возраст вулканитов, слагающих прогиб, составляет 1722–1687 млн лет, интрузивных пород – 1.74–1.7 млрд лет [2].

На территории прогиба интенсивно проявился гидротермальный рудоносный метасоматоз, связанный с разломными структурами. Наиболее крупной из них является Улканский разлом С-3 простирания, контролирующий ореолы фельдшпатитового, фенитового и березитового метасоматоза в центральной и северо-западной части прогиба (рис.)

Рудогенез на территории прогиба проявился в две металлогенические эпохи – раннепротерозойскую (позднекарельскую) с возрастом 1720–1670 млн лет и рифейскую (грэнвильскую) с возрастом 1300–1050 млн лет [1]. Каждая из эпох характеризуется своей геохимической специализацией и рудными формациями (табл., условные обозначения к геологической карте).

Позднекарельский рудогенез проявился в связи с гранитоидным магматизмом, сопровождавшим раннепротерозойскую тектоно-магматическую активизацию на востоке АСЩ. Редкоземельно-редкометалльные месторождения приурочены к интрузивно-купольным структурам и контролируются разломами в эндо- и экзоконтактных зонах интрузий гранитоидов – кварцевых сиенитов, субщелочных и щелочных гранитов. Размер интрузивно-купольных рудоносных структур (ИКРС) составляет около 1–2 км в диаметре. Наиболее значительной является Ныгваганская ИКРС размерами 2.5×4 км в восточной части Улканского плутона, в экзоконтактной зоне которой отмечаются многочисленные рудопоявления и месторождения редких металлов и элементов Ныгваганского РУ.

Рудоносные метасоматиты раннего протерозоя представлены фельдшпатит-грейзеновым рядом, в который входят:

1) альбит-рибекит-эгириновые, альбит-калишпатовые, калишпатовые фельдшпатиты с TR, Ta, Nb, Zr, Hf, Be, Zn, U, Th, Li, F специализацией. Месторождения этих элементов (Бириндя, Бугундя, Улкан, Гельвиновое, Эталон) принадлежат редкометалльной альбитовой, редкоземельно-бериллиевой, бериллий-сульфидной рудным формациям;

2) кварц-альбит-рибекит-эгириновые щелочные гидротермалиты с TR, Ta, Nb

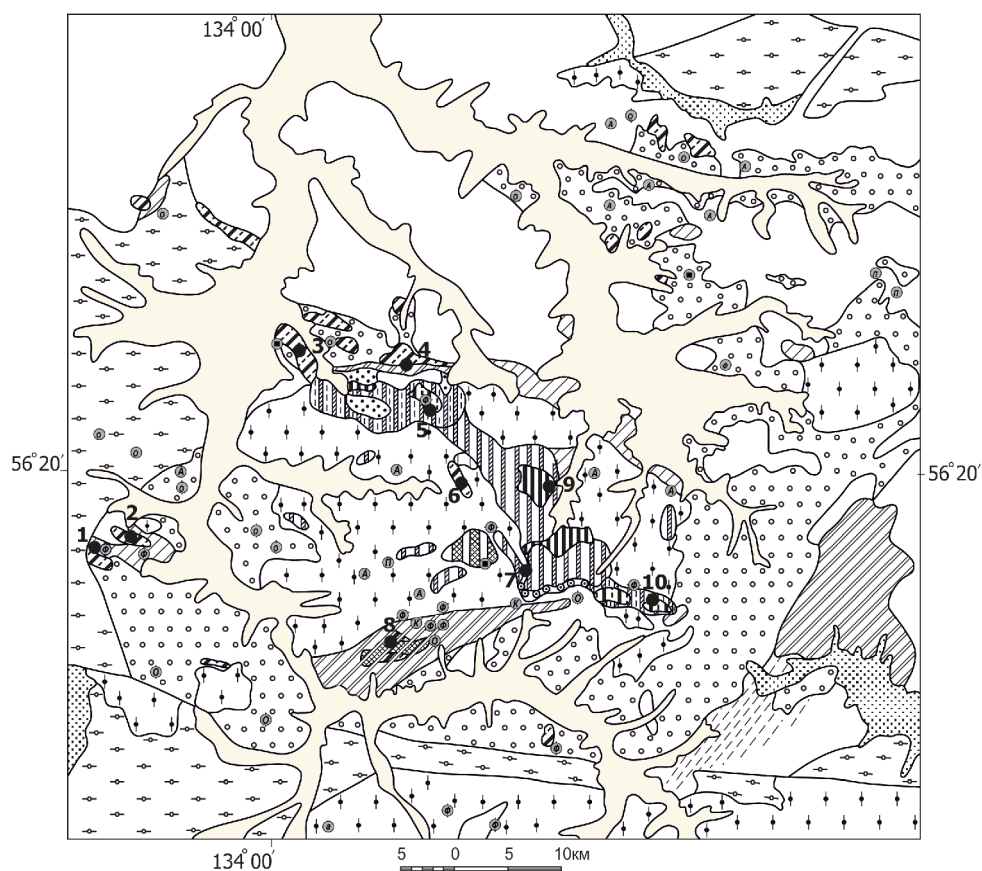


Рис. Карта гидротермально-метасоматических изменений в породах Улканского прогиба (условные обозначения в таблице).

Месторождения и рудопроявления: 1 – Красная Горка, 2 – Элгэтэ, 3 – Топорикан, 4 Широтное, 5 – Бириндя, 6 – Боковое, 7 – Эталон, 8 – Тангукта, 9 – Бугундя, 10 – Улкан

специализацией выявлены на месторождениях Эталон, Малое, относящихся к редко-земельно-редкометалльной рудной формации;

3) астрофиллит-рибекитовые, эгирин-альбит-микроклиновые щелочные пегматиты и штокшайдеры характерны для рудопроявлений Пегматитовое, Ключ, Половинка, Угловой, руды которых относятся к бериллий-цирконий-тантал-ниобиевой формации [3].

4) микроклин-альбит-рибекит-эгириновые фениты с Zr, Hf, Be, Y специализацией, распространенные в пределах Бириндинского рудного поля, не связаны со значительными концентрациями элементов.

5) кварц-(топаз)-биотитовые и кварц-протолитионитовые грейзены характерны для рудопроявлений Перевальное, Грейзеновое Слюдяное, Ключ, относящихся к кварц-протолитионитовой и литиевой рудным формациям.

Гренвилльский рудогенез проявился в связи с тектонической активизацией рифейского времени. Оруденение контролируется разломными структурами и зоной структурно-стратиграфического несогласия (ССН) AR-PR и ассоциировано с метасоматитами

Таблица. Условные обозначения к геологической карте.

Геологический возраст	Тектономагматический режим	Парагенетически (генитически) родственный магматический комплекс	Годротермально-метасоматическая формация	Металлогеническая специализация	Условный знак на карте			
					площадной	локальный	степень изменений в %	сопровождающая жильная минерализация
K ₂ (?)	TMA	матаринский (?)	пропилитовая			П	10-15 5-10	
PR ₂	TMA	гарындинский	аргиллизитовая и березитовая эйситовая	Mo, Ag, Pb, U, (Ta, Nb, Zn, Zr, Y, As) Y, Yb, Ce, La, Gd, Tb, U, Zr, (Nb, Ta)	 	а	20-50, до 100 20-50, до 100	
PR ₁	TMA	улканский III фаза (ныгваганский)	фельдшпатитовая	Nb, Ta, Ce, La, Be, Y, Zr, Hf, Lu, (Mo, Zn, F)		А	50-80 20-50	
			фенитовая фельдшпатолитовая плутоногенная	Nb, Ce, La, Zr	 		5-35 5-10	
		улканский III фаза (улканский)	грейзеновая фельдшпатолитовая плутоногенная	Sn, W, Mo, (Li)	 		20-50 5-10	
			улканский I фаза (бырайынский)	фельдшпатитовая (существенно альбитовых метасоматитов) фенитовая фельдшпатолитовая плутоногенная	Nb, Ta, Be, Y, Yb, Zr, Ce, La, Lu, Dy, (Sn, Cu, Pb, Zn) Zn, Y, Nb, Be, Zn, Pb, Sn	 		50-80 20-50 5-35 5-10
		элгэтэйский		аргиллизитовая кварц-адуляровых метасоматитов грейзеновая фельдшпатолитовая (апоэффузивных калишпатофиров)	Nb, Ta, (Sn, Pb, Zr, Y, Zn, Th) Sn, Nb, (Zr, Th, Zn, Pb)	 	к г	50-80 5-35
улкачанский и гекунданский	пропилитовая					5-10		
AR ₂	Протогеосинклинальный	позднеархейский	кварц-микроклиновых метасоматитов	Ce, La			5-10	

● - сульфидизация; ⊕ - флюоритизация; ⊙ - окварцевание

эйсит-березит-аргиллизитового ряда, в который входят:

1) альбит-апатитовые эйситы (1250–1196 млн лет) с U, TR специализацией сопровождаю оруденение уран-редкометалльно-редкоземельной формации на месторождениях Боковое и Тангукта.

2) березиты гидрослюдистой фации (1236–1053 млн лет) с U, Mo, Ag специализацией характерны для рудопоявления Топорикан уран-молибденовой рудной формации, локализованного в зоне ССН и месторождений Au золото-кварцевой формации

Широтного рудного поля, контролируемого дуговыми разломами в северной части Улканского плутона.

3) аргиллизиты (1300–1080, 988–880 млн лет) представлены гематит-иллитовой фацией (Ta, Nb, TR месторождение Красная Горка редкометалльно-редкоземельной формации) и иллит-смешаннослойной фацией (U, Mo, Ag, Be, F рудопроявления Элгэтэ и Бертрандитовое уран-молибденовой и флюорит-бертрандитовой рудных формаций).

Выводы

На территории Улканского вулканогена масштабно проявилось оруденение двух металлогенических эпох – позднекареельской (редкоземельно-редкометалльная геохимическая специализация) и гренвилльской (уран-молибденовая, золотая и редкометалльная специализация). К наиболее продуктивным рудным формациям раннего протерозоя, с которыми связано большинство месторождений относятся редкометалльная альбитовая и редкоземельно-бериллиевая, из рифейских формаций – золото-кварцевая и уран-редкометалльно-редкоземельная в эйситах. Существуют предпосылки выявления промышленных рудных объектов в зоне ССН, подобных канадским месторождениям впадин Телон и Атабаска [4].

Литература

1. Горошко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометалльного оруденения юго-восточной части Алданского щита // Труды ассоциации «Дальнедра». Хабаровск, Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 66–69.
2. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток, Дальнаука, 2007. 227 с.
3. Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Алданского щита). Владивосток, Дальнаука, 2000. 68 с.
4. Kirillov V.E., Berdnikov N.V. Ore potential of Precambrian unconformity zones in stratabound basins of the Aldan shield, Russia // International Geological Review, v. 40, № 2. 1998. P. 135–143.

Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Талтыкин Ю.В.

**ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ПРИИСКОВОГО МАССИВА (АРМИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

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

В осевой зоне Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП) закартированы слабомагнитные магматические породы, сформировавшиеся в восстановительных условиях (ильменитовая серия), характерными признаками которой являются высокая железистость темноцветных минералов, низкое содержание рудных минералов, магнитная восприимчивость до $0,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ и отрицательные аномалии магнитного поля [4]. Однако вблизи и на территории Приискового гранитоидного массива (Арминский рудный узел, центральная зона САОП) установлено наличие одновременно положительной и отрицательной магнитных аномалий. Массив площадью около 200 км² расположен в правом борту р. Большая Уссурка к северу от с. Мельничное. На территории массива и в его ближайшем обрамлении задокументированы разные по генезису и перспективам оловорудные и золоторудные объекты.

Петрография, геохронология и геохимия Приискового массива хорошо изучены [2, 1, 3]. Однако без исследований окислительно-восстановительных условий формирования пород, которые определяют валентные формы элементов переменной валентности и их поведение в геохимических процессах, невозможно составить полную характеристику массива применительно к металлогеническим построениям, а также объяснить наличие одновременно положительной и отрицательной магнитной аномалии в его границах. Приисковый массив представляет собой купольное поднятие широтного простирания, поперечное общему простиранию плутонических серий и складчатых структур основания. Южная (140 км²) часть Приискового массива сложена сеноманскими [1] равномернозернистыми амфиболовыми гранодиоритами, а северная часть (60 км²) – кампанскими лейкократовыми биотитовыми среднезернистыми, крупнозернистыми и мелкозернистыми гранитами. Контакт между южной и северной частями резкий, со следами закалки в граните и развитием минералов: агрегатов зерен кислого плагиоклаза, калишпата, кварца. Гранитоиды прорываются серией даек монцогаббро, монцодиоритов и лампрофиров. Зона оргоговикования вмещающих валанжинских терригенных отложений прослеживается на 1,5–2 км от южной части массива и на 5–6 км от северной. С гранитами пространственно связаны месторождения и рудопроявления олова, а с основными гранодиоритами – россыпи золота.

По комплексу признаков (состав рудных и темноцветных минералов, профильные замеры магнитной восприимчивости, вес магнитной фракции, коэффициент окисленности железа, карта аномалий магнитного поля) была построена карта окислительно-восстановительных условий формирования Приискового массива (рис.). Южная, западная и частично восточная части массива сложены гранодиоритами магнетитовой серии, сформировавшимися в окислительных условиях. С ними связана положительная магнитная аномалия среди слабомагнитных пород осевой ильменитовой зоны САОП. Отсутствие оловянных месторождений и рудопроявлений и, возможно, наличие золоторудных в южной частях Приискового массива также объясняется окислительными обстановками формирования пород массива.

Полученные данные позволяют более детально систематизировать знания об окислительно-восстановительных условиях кристаллизации магматических пород и делать предположения об их петрографической природе и геодинамических условиях формирования магматических тел.

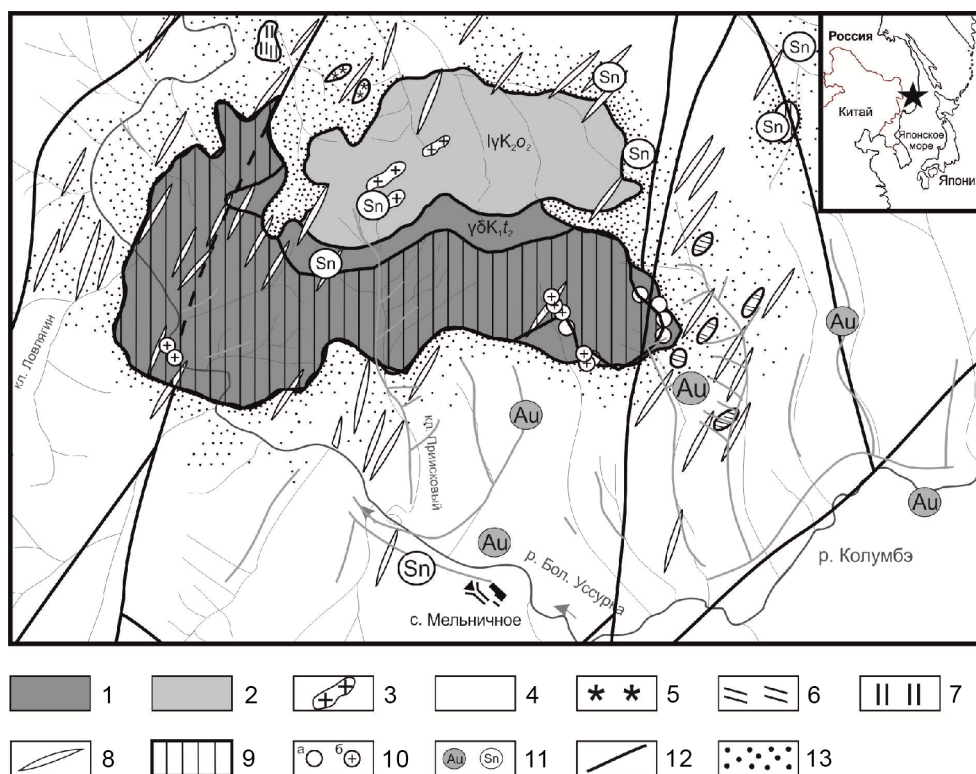


Рис. Карта окислительно-восстановительных условий формирования Прискового мас-сива на основе [2, 1]. 1- амфиболовые гранодиориты; 2 – мелкозернистые и среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты; 3 – крупнозернистые биотитовые граниты; 4 – вмещающие валанжинские терригенные отложения; 5 – кварцевые диориты; 6 – тоналиты; 7 – гранит-порфиры; 8 – дайки базитов пред- и постгранитные; 9 - зона окислительных условий формирования (породы магнетитовой серии); 10 – точки отбора проб ильменитовой (а) и магнетитовой (б) серий; 11 – месторождения и рудопроявления Au (в т.ч. россыпи) и Sn; 12 – разломы; 13 – зоны приконтактового ороговивования.

Литература

1. Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня (Дальний восток, Россия) по биоти-ту и амфиболу: критерии достоверности и интерпретация // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 16-33.
2. Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Позднемезозойские ин-трузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: ГОСГЕОЛТЕХ-ИЗДАТ, 1957, 248 с.
3. Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Орехов А.А., Круг Е.А., Касаткин С.А., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Шого Аоки, Цуйоши Комя, Ковач В.П., Серов П.А. Раннемеловые гранитоиды и монцонитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): геохимические особенности и источники расплавов // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 30-49.
4. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Шгарева А.В. Окислительные условия и связанная с ними гео-химическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Тихоокеанская геология. 2020. Т 39, № 3. С. 51-67. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-3-51-67.

Крюков В.Г.**КОМПЛЕМЕНТАРНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ АЛБЫНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

*Хабаровский федеральный исследовательский центр Институт горного дела ДВО РАН,
г. Хабаровск*

Албынское золоторудное месторождение находится на северо-востоке Амурской области. Оно примыкает с юга к известному Харгинскому месторождению. Описываемый объект включает Албынскую золоторудную систему (ЗРС), Сухоложскую, Разломную и Новую рудные зоны. Албынская ЗРС простирается в субширотном направлении и падает на север под углами 15–45°. Она прослежена горными выработками на 4500 м при ширине выхода на дневную поверхность от 30–60 м на флангах, до 300 м в центральном блоке. ЗРС представляет штокверк, в котором локализуется около 97 % запасов месторождения.

Автором с коллективом петрографов в 1991–1992 гг. составлены карты метасоматитов Амурской области, причем для Харгинского рудного района с высокой степенью детальности. Исходным материалом для составления карт метасоматитов и других карт на лист №-53-XXVI послужил каменный материал и около 800 шлифов относительно равномерно распределенных по площади листа геологической карты М 1:200 000, а также 340 шлифов и аншлифов по отдельным рудным объектам. Работа выполнялась в рамках проекта ГМК-500 и вошла составной частью в отчет А.И. Лобова и др. 1996 года [5]. Автором также анализировались описания 70 шлифов и аншлифов по Албынскому месторождению, что позволило уточнить ранние представления о метасоматитах рудного поля [2].

Впервые своеобразные метасоматиты Албынской системы выделены Ю.П. Цыпуковым [4], под названием эйситоподобные образования. В.Д. Мельников относил рудовмещающие породы Албынского и Харгинского месторождений к формации зеленосланцевых гидротермалитов – харгитам. Детальные исследования околорудных метасоматитов проведены Т.С. Серебрянской и Н.И. Орловой, коллективные публикации которых приходятся на период 2010–2015 гг. [1, 3]. Исследователи характеризуют слаборудные (гранатовые и биотитовые, углеродизированные и турмалинизированные метасоматиты, актинолит-эпидот-хлорит-кальцитовые образования) и рудные метасоматиты, представленные мусковит-анкерит-кварц-альбитовыми, кварц-альбитовыми и серицит-карбонат-кварцевым (березитами) разновидностями.

Настоящим исследованием выявлены следующие особенности месторождения:

- для Центрального и Западного участков месторождения Албын устанавливаются три группы исходных пород (в пределах зоны эти породы в существенной мере переработаны гидротермально-метасоматическими процессами, по сути, превращены в апопороды): графитсодержащие сланцы темно-серого до черного цвета, амфиболовые сланцы; базиты;

- все породы рудного поля претерпели рассланцевание и гидротермальный метаморфизм;

- развитие комплементарных пар метасоматитов: дорудные кварц-полевошпат-серицитовые метасоматиты и апобазиты-1, рудовмещающие апобазиты-2 и кварцевые альбититы, околорудные кварцевые альбититы и сидерофиллитовые грейзены, березиты

и углеродистые образования.

Комплементарность (от лат. complementum – дополнение) представляет взаимодополняемость (бинарность) пары различных по основности – кислотности пород, например, альбититы и апобазиты.

Соотношения объемов различных пород на трёх участках различные. Они приведены в соответствии с объемами соответствующих разностей по изученным разрезам с учетом доли тех или иных образований на погоризонтных планах. При этом подсчет осуществлялся для следующих основных групп пород:

- исходные амфиболовые и графитсодержащие сланцы;
- апобазиты-1 Эльгинского «горизонта»;
- дорудные кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-серицитовые, кварц-полевошпат-хлорит-карбонатные метасоматиты;
- кварцевые альбититы и апобазиты-2 Албынской ЗРС;
- околорудные березиты и углеродистые метасоматиты Северо-западного и Западного участков (околорудные метасоматиты, которые проявились за пределами Албынской ЗРС);
- породы, пользующиеся умеренной распространенностью (аплиты, гранит-порфиры, а также флюидизиты).

Западный участок характеризуется широкой распространенностью дорудных кварц-полевошпат-серицитовых метасоматитов и околорудных гидротермалитов, в меньшей мере амфиболовых сланцев. Апобазиты, проявляющиеся в виде маломощных тел, пользуются довольно ограниченным распространением. Из околорудных – развиты березиты, углеродистые метасоматиты и кварц-полевошпат-хлоритовые образования. Довольно интенсивные и объемные преобразования сланцев в значительной мере «затушевали» рассланцевание пород. Новообразованные разности имеют массивный, часто с элементами полосчатости, облик.

Доли пород составляют:

- породы Албынской ЗРС, представленные кварцевыми альбититами и апобазитами-2 практически в равных соотношениях, 1,5–2 %;
- околорудные березиты и углеродистые метасоматиты, 15–20%;
- дорудные кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-серицитовые, кварц-полевошпат-хлорит-карбонатные метасоматиты с маломощными «горизонтами» апобазитов-1, 70–75 %;
- исходные сланцы, не более 8–12 %;

Северо-западный участок отличается от предыдущего не только преобладанием графитсодержащих сланцев в составе исходных пород, но и более сложным строением тел околорудных метасоматитов и более значительными мощностями последних. Для этого участка весьма характерно интенсивное рассланцевание пород. Доля рассланцованных пород по скважинам, вскрывающим рудное тело Сухоложское-6 и его восточное продолжение в виде зоны минерализации, составляет соответственно 11.9 % (9.5 м стволовой мощности) и 25.6 % (34.5 м стволовой мощности). Распространенность рассланцованных пород по скважинам, вскрывающим рудное тело Сухоложское-1 и его продолжение в форме зоны минерализации, соответственно составляет: 11.1 % (10.5 м); 64.5 % (82.5 м); 31.4 % (69 м); и 71.4 % (207 м). Отмечается «цементирование» массива горных пород гидротермальными растворами, формирующими дорудные и околорудные метасоматиты в результате преобразования минерального состава и изменения текстур-

но-структурных особенностей исходных рассланцованных пород.

Доли пород составляют:

- околорудные березиты, углеродистые метасоматиты, преобладающие кварцевые альбититы и сидерофиллитовые грейзены, 15–20 %;
- дорудные кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-серицитовые, кварц-полевошпат-хлорит-карбонатные метасоматиты, 30–35 %;
- темно-серые до черных графитсодержащие сланцы, 30–40 %
- исходные амфиболовые сланцы, 7–10 %;
- апобазиты-1 Эльгинского «горизонта», 5 %.

Центральному участку свойственно широкое развитие кварц-полевошпатовых метасоматитов, апобазитов-1 и кварцевых альбититов. Сланцы пользуются ограниченным распространением. Метасоматические процессы проявились наиболее максимально в сравнении с предыдущими участками, что привело к существенной перестройке рассланцованных пород. Их доля колеблется в пределах от 0 до 6.7 %. В целом рассланцованность более заметна в северной части блока.

Доли пород в разрезах Центрального участка составляют:

- породы Албынской ЗРС, представленные кварцевыми альбититами, сидерофиллитовыми грейзенами и углеродистыми метасоматитами, а также апобазитами-2, 25–30 %;
- дорудные кварц-полевошпатовые, кварц-полевошпат-серицитовые, кварц-полевошпат-хлорит-карбонатные метасоматиты, 50–60 %;
- темно-серые до черных апобазиты-1, 12–15 %;
- исходные амфиболовые сланцы, 4–5 %;
- аплиты, гранит-порфиры, а также флюидизиты, менее 0.01 %.

Таким образом, исходные сланцы и базиты Эльгоканского купола в существенной мере преобразованы метасоматическими процессами. Значительный объем эдуктов превращен в кварц-полевошпатовые метасоматиты и апобазиты. При этом следует отметить двукратное повторение таких пород: наиболее ранние представлены метасоматитами с довольно широким спектром минералов, более молодые характеризуются тенденцией к упрощению минерального состава до парагенезиса альбита с кварцем (кварцевые альбититы). Кварцевые альбититы ассоциируют в рудных зонах с березитами, углеродистыми метасоматитами и сидерофиллитовыми грейзенами.

Литература

1. Казанцев А.Е., Малышев А.И., Орлова Н.И. Гидротермалиты Албынского месторождения // Разведка и охрана недр. 2013. № 11
2. Крюков В.Г. Измененные и слабо измененные породы в стратегии прогнозирования новых рудных районов // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Материалы V Международной конференции, г. Томск, 13–16 сентября 2016 г. – Томск. STT. с. 355–360
3. Серебрянская Т.С., Ожогина Г.Е., Ковалевский Э.И. Особенности гидротермально-метасоматических образований и химического состава золота Харгинского рудного поля // Разведка и охрана недр. 2010. № 8.
4. Цыпуков Ю.П. Эйситоподобные метасоматиты в черносланцевых толщах Северного Приамурья // ДАН СССР. 1981. Т. 258. №5. С. 1185–1186
5. Лобов А.И., Бражников А.С. и др. Комплексные прогнозно-минерогенические исследования территории Амурской области масштаба 1:500 000 (отчёт по объекту ГМК-500 за 1991–1996 гг.). Таежная ГЭ. Хабаровск.1996

Крюков В.Г.

**ПЕРСПЕКТИВЫ ОБЪЕКТОВ КАССИТЕРИТ-КВАРЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ НА ЮГЕ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА (РОССИЯ)**

*Хабаровский федеральный исследовательский центр Институт горного дела ДВО РАН,
г. Хабаровск*

Возрастающий спрос на цветные металлы, в том числе и на олово обуславливает необходимость пересмотра перспектив оловорудных месторождений. Из достаточно большого количества объектов, выявленных в основном в 1960–1980 гг., интерес представляют месторождения касситерит-кварцевой рудной формации. Руды таких месторождений относятся к легкообогатимым [2]. Масштабы оруденения, судя по таким объектам как Правоурмийское, Пыркаайские штокверки, Тигриное, весьма значительные. Эти качества месторождений обуславливают повышенное внимание к их поискам. Однако, к этому типу близки многие рудопоявления, которым не свойственны промышленно значимые скопления минералов олова.

Принадлежность к крупным и средним по запасам месторождениям возможно устанавливать на ранних стадиях их изучения. Основанием для этого служит ряд признаков: состав гидротермалитов, интенсивность и масштабы проявления рудного процесса, зональность рудовмещающих и околорудных метасоматитов, фациально-формационный анализ продуктов магматогенно-рудного процесса.

Вещественный состав является определяющим признаком при диагностике формационного типа. При этом необходимо учитывать минерально-геохимические особенности околорудных метасоматитов, руд и рудных минералов. По составу выделяются две группы месторождений: в биминеральных и полиминеральных грейзенах [1]. Первые локализуются, как правило, в массивах средне- и крупнозернистых гранитов, реже – в аляскитах. Для вторых устанавливается связь с литий-фтористыми гранитами, включающими мелко- среднезернистые, порфировидные циннвальдитовые, протолитионитовые граниты, аплиты, гранит-порфиры. При этом оруденение фиксируется как в штоках и дайках гранитов, так и за пределами интрузивных тел.

Основу биминеральных грейзенов представляют кварц и мусковит. Изредка в них отмечаются щелочные полевые шпаты и биотит. В парагенезис рудных минералов входят вольфрамит (преимущественно ферберит) и касситерит. Во многих объектах существенную роль играет берилл, «вытесняющий» касситерит. Свообразие рудам придают такие минералы как ксенотим, монацит, циркон, колумбит, апатит. По существу – это семейство вольфрамовых руд, крайними членами которого являются либо вольфрамит-касситеритовые, либо вольфрамит-берилловые руды. По запасам металлов месторождения относятся к категории мелких объектов или проявлений, имеющих минералогический интерес.

Полиминеральным грейzenам свойствен сложный состав. Широкой распространенностью пользуются кварц, слюды, полевые шпаты, топаз, турмалин, флюорит. Следует подчеркнуть видовое разнообразие этих минералов. В группу слюд входят мусковит, литиевый мусковит, циннвальдит, протолитионит, сидерофиллит, биотит. Полевые шпаты представлены альбитом, олигоклаз-альбитом, ортоклазом, микроклином, турмалины – шерлом, эльбаитом и др. В парагенезисе с этими минералами фиксируются касситерит, вольфрамит, молибденит, арсенипирит, пирит и другие сульфиды, а также

колумбит, монацит, апатит, ксенотим. На отмеченные ассоциации накладываются эпидот-актинолит-хлорит-карбонатные парагенезисы с сульфидами и сульфосолями, самородными элементами. Семейства руд, на основе минералов олова (олова и вольфрама), в этой группе более сложные: касситерит-вольфрамитовые с редкими металлами, вольфрамит-берилловые с касситеритом, касситерит-вольфрамит-сульфидные, касситерит-сульфидные. Промышленная олово-носность связана с полиминеральными грейзенами двух семейств касситерит-вольфрамитовым с редкими металлами и касситерит-сульфидным [1].

Выделяются 3 эталона: Иппатинское (биминеральные грейзены), Правоурмийское (полиминеральные грейзены), Тигриное (полиминеральные грейзены).

Иппатинское месторождение представляет эталон в семействе вольфрамит-касситеритовых объектов биминеральных грейзенов. Оно располагается в Хабаровском крае, на северо-западной окраине Дуссе-Алинского массива гранитов. Рудное поле занимает площадь около 1.2 кв. километра.

Рудное поле сложено меловыми средне-крупнозернистыми гранитами, порфировидными гранитами. Они интродуцируются дайками аплитов и жилами пегматитов. Оруденение жильного типа. Мощность жил достигает первых метров, протяжённость – первых десятков метров. Основу руд составляют кварц, мусковит, в меньших количествах фиксируется биотит и щелочные полевые шпаты. На долю рудных минералов приходится около 3 %. Широко развит вольфрамит и касситерит, в меньшей мере отмечаются арсенопирит, пирит, халькопирит, молибденит, колумбит, монацит и другие редкометалльные и редкоземельные минералы. Специфику рудам придает размерность зерен минералов от среднезернистых до грубозернистых и гнездовой характер распределения рудных минералов.

Достаточно большое количество объектов касситерит-кварцевой формации в биминеральных грейзенов существенно вольфрамит-касситеритового состава (Иппатинское, Олгаканское, Цирк и др.) выявлено в пределах Баджальского, Дуссе-Алинского рудных районов и Эзопской рудной зоны. Эти образования достаточно хорошо отличаются от полиминеральных грейзенов.

Месторождение Правоурмийское, рассматривается в качестве эталона касситерит-сульфидного семейства полиминеральных грейзенов. Оно находится в Хабаровском крае, в Баджальском рудном районе. Площадь рудного поля составляет 32 кв. километра.

Месторождение сложено субвулканическими риолитами, интродуцированными дайками гранит-порфиров, гранитов, микродиоритов и андезибазальтов. Структура рудного поля определяется наличием субширотного разлома. Своеобразие объекту придает мощная, 40–330 м, протяжённая, 5.75 км, дайка крупнопорфировых гранит-порфиров, получившая название Правоурмийской. Оруденение локализовано в её висячем контакте. Рудоносными являются полиминеральные грейзены, для которых характерна проявленность трёх рудоносных фаций: циннвальдит-ортоклаз-кварцевой, турмалин-топаз-кварцевой, мусковит-кварцевой.

В составе руд наблюдаются кварц, топаз, турмалин, флюорит, мусковит, циннвальдит, ортоклаз, реже олигоклаз, альбит, протолитионит, флогопит, рутил, циркон, монацит, апатит, а также наложенные эпидот, карбонаты, хлорит, актинолит. Рудные минералы, в количестве 7–9 %, представлены касситеритом, арсенопиритом, халькопиритом, борнитом, леленгитом, реже вольфрамитом, кубанитом, станнином, марказитом, пирротинном, висмутином, висмутом самородным, блеклыми рудами, сфалеритом, молибденитом,

аргентитом, золотом. Средние содержания в рудах, в %: олова 0.42, меди 0.45, триоксида вольфрама 0.036, висмута 0.0056, серебра 0.0014, мышьяка 1.56, фтора 3.14, серы 0.75.

С Правоурмийским месторождением сопоставляются Высокое-2 (Баджал) и, в определенной мере, Мерекское (Дуссе-Алинский рудный район) рудопроявления.

Месторождение Тигриное позиционируется в качестве эталона касситерит-вольфрамитового с редкими металлами семейства полиминеральных грейзенов. Оно находится на территории Приморского края, в 30 км к югу от пгт Восток. Площадь рудного поля составляет 12 кв. километров.

В геологическом строении месторождения основную роль, около 95 % площади, играют осадочные комплексы нижнего мела, в значительной мере превращенные в битититы. Эти породы интродуцируются штоками и дайками гранитов, гранит-порфиоров, а также литий-фтористых гранитов, аплитов и жилами пегматоидов, позднемелового возраста, К более молодым относятся дайки габбро-монцитонитов и оливинитов базальтов. В структурном плане – это кольцевая постройка, купол, с несколько смещенным к северо-западу центром, подчеркиваемым Главным и Малым штоками. Оруденение морфологически проявляется в форме линейного штокверка, имеющего северо-западную ориентировку, и относительно изометричной залежи, именуемой Тигренок. Своеобразие месторождению придает практически безсульфидная залежь Тигренок кварц-топазового с касситеритом состава, имеющая яйцеобразную форму, а также штокообразное тело гидротермально-эксплозивных брекчий.

Минеральный состав руд весьма разнообразен. Он обусловлен сочетанием рудных минералов литофильного и халькофильного профиля. К числу главных породообразующих минералов относятся кварц, топаз, щелочные полевые шпаты, слюды (мусковит, циннвальдит, протолитионит), хлориты. Второстепенные представлены флюоритом, карбонатами, гидрослюдами и цеолитами. Количество рудных минералов в штокверке около 3 % в залеже – 15–20 %. Из рудных минералов доминируют касситерит, вольфрамит, сфалерит, арсенопирит, станнин, реже отмечаются халькопирит, пирротин, пирит, блеклые руды, висмутин, самородные висмут, серебро, золото. Широкий спектр, так называемых, аксессуарных минералов: апатит, берилл, ильменит, колумбит, рутил, циркон, магнетит. Содержания металлов в рудах составляют, в %: олова 0.12 %, вольфрама – 0.04 %, висмута 0.0032.

С рудами месторождения Тигриное сопоставимы руды Таламинского месторождения (Эзопская рудная зона) по характеру фаций околорудных грейзенов, по ассоциации литофильных и халькофильных элементов, наличию кварц-топазового с касситеритом ядра.

Таким образом, в группе месторождений касситерит-кварцевой формации устанавливаются две группы объектов, связанных с биминеральными и полиминеральными грейзенами. При этом только для второй группы характерны крупные по запасам месторождения. По минеральному составу и зональности рудных тел вторая группа отличается от первой наличием широкого спектра минеральных видов, сочетанием литофильного и халькофильного оруденения, присутствием драгоценных металлов. Следует лишь отметить, что такие месторождения очень редки.

Литература

1. Крюков В.Г. Месторождения олова юга Дальнего Востока России: добыча, переработка, перспективы развития // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2016. №8 (специальный выпуск 21). М.: Издательство Горная книга. С. 446–461
2. Крюков В.Г., Богачёв Ю.М. Минералого-технологическая оценка оловорудных месторождений Дальнего Востока // Обогащение руд. Л. 1990. №4, С. 38–40.

Мочалов А.Г.¹, Якубович А.Г.^{2,1}

ОЦЕНКА ВОЗРАСТА, ПЕРИОДИЧНОСТИ И ДЛИТЕЛЬНОСТИ
ПЛАТИНОВОМЕТАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-
УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ КОНДЁР И ЧАД АЛДАНСКОГО ШИТА
¹⁹⁰Pt–⁴He ДАТИРОВАНИЕМ

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

²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Оценка возраста, периодичности (цикличности) и длительности минералообразующих процессов – ключевой вопрос в учении о происхождении рудных месторождений. Его решение имеет не только фундаментальное значение, но и играет важную практическую роль, т. к. сведения о возрасте месторождений позволяют установить связи между рудообразующими процессами и геологическими событиями, а, следовательно, улучшить критерии прогноза перспективных территорий. При этом большое значение приобретают минерагенические факторы фиксации моментов наиболее полной реализации типов месторождений в развитии геотектонических структур. Разработка новых изотопных методов датировки рудных минералов дала возможность значительно продвинуться в решении этого вопроса. В предлагаемом докладе изложены результаты ¹⁹⁰Pt–⁴He датирования минералов группы самородной платины уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан и среднего по запасам – руч. Моховой, а также сколков пород их коренных источников – щелочно-ультраосновных массивов, соответственно Кондёр и Чад на Алданском щите (Аяно-Майский район Хабаровского края).

Массивы Кондёр и Чад несколько различаются: 1) распространением ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных магматических и метасоматических комплексов, 2) запасами платиновых металлов; 3) распространением минералого-геохимических типов минералов платиновой группы (МПП). Представления о последовательности платинометального рудообразования основаны на результатах изучения онтогении агрегатов МПП с силикатами, оксидами и сульфидами. Установленная последовательность зарождения, развития и уничтожения МПП, как правило, соответствовала времени образования и преобразования вмещающих руды пород. Разработанные модели происхождения месторождений МПП служат основанием их достоверных поисков и разведок. Важный шаг в решении проблемы датирования МПП был сделан в ИГД РАН Ю.А. Шуколюковым с коллегами, благодаря разработке метода ¹⁹⁰Pt–⁴He изотопного датирования россыпеобразующих минералов платины (РМП) – изоферроплатина, самородная платина, тетраферроплатина и их криптоагрегаты.

Дуниты массива Кондёр являются продуктами многократного полициклического кумулятивного образования. Каждая последующие серии проходящего пикритового расплава приводили ранее образованные дуниты к синмагматическому метасоматическому и метаморфическому преобразованию в различные фациальные разновидности. Ультраосновные породы были подвергнуты инъекциям монцоидоидных, щелочных и гранитоидных магматических образований, что привело к широкому распространению метасоматитов. Это выразилось и в формировании пяти самостоятельных минералого-геохимических и генетических типов МПП. Выделены: 1) платиновый магматогенный тип в мелкозернистых дунитах и пироксенитах (Pt); 2) платиновый магматогенно-флю-

идно-метасоматический тип в крупнозернистых дунитах с «чёрным оливином», цвет которого обусловлен микровключениями хромшпинелида, магнетита и клинопироксена (Pt); 3) магматогенно-флюидно-метасоматический осмисто-платиновый тип в шлирах и линзовидных жилах клинопироксенитов в дунитах (Pt>Os); 4) флюидно-метаморфогенный иридисто-платиновый тип в светлых средне-, крупнозернистых дунитах, клинопироксенитах и хромититах (Pt>Ir); 5) магматогенно-флюидно-метасоматический палладисто-платиновый тип в метасоматитах по дунитам (Pt>Pd). Главными МПГ всех типов являются РМП. Детальное изучение онтогении МПГ массива Кондёр позволило, с одной стороны, предложить и, с другой стороны, развить модель полициклического формирования россыпеобразующих формаций минералого-геохимических типов в многофазном кумулятивном габбро-пироксенит-дунитовом массиве Гальмознан Олюторского аккреционного комплекса Корякско-Камчатской складчатой области. Первоначально для РМП из коренных и россыпных проявлений, приуроченных к массиву Кондёр был установлен ^{190}Pt - ^4He возраст 129 ± 6 млн лет (24 измерения). Изученные зерна относились к минералого-геохимическим типам: Pt>Ir, Pt>Os и Pt>Pd. Изотопное ^{190}Pt - ^4He датирование зёрен РМП Pt-типов в коренных породах не проводилось из-за их незначительных размеров, менее 0.1 мм. Определение возраста МПГ Pt-типов представляет особое значение, так как они относятся к «прародителям» всех остальных россыпеобразующих формаций. В месторождении рек Кондёр-Уоргалан РМП двух Pt-типов составляют несколько тонн, а расчетное их количество в эрозионном срезе только дунитов почти в 20 раз превышает запасы россыпи (120 т). Установлено, что самое большое относительное количество РМП Pt типов распространено в наиболее удаленной части россыпного месторождения от массива Кондёр, в аллювии р. Уоргалан. Здесь богатая часть россыпи МПГ залегает в самых древних – плиоцен-нижнеплейстоценовых осадках. Большая часть РМП Pt-типов в аллювии р. Уоргалан представлена продуктами эрозии головной части мезозойской купольной морфоструктуры, в основании которой были производные плутона Кондёр. Кроме того установлено, что в россыпи р. Уоргалан наименьшее количество РМП Pt>Pd типа. Следовательно, в пределах верхнего эрозионного среза мезозойской купольной морфоструктуры породы были в меньшей степени подвержены влиянию монцонитовых, щелочных и кислых расплавов. Таким образом, геолого-минералогические наблюдения однозначно указывают на то, что известные на месторождении генетические типы РМП образовались в разное время. В этой связи, датирование МПГ из различных участков россыпи позволит усовершенствовать модель эволюции россыпеобразующих формаций в эрозионных срезах массива Кондёр. Было проведено ^{190}Pt - ^4He датирование 75 образцов РМП, из которых 51 – отобраны по всей длине россыпного месторождения. Обработка полученных результатов дала три ^{190}Pt - ^4He изохронны, соответствующие: 143 ± 7 млн лет; 128 ± 6 млн лет; 115 ± 6 млн лет. Хорошее соответствие их геолого-минералогическим наблюдениям позволяет нам с большой долей уверенности сделать вывод о полицикличности образования РМП месторождения Кондёр в течение около 30 млн лет. Псевдоморфозы МПГ массива Кондёр связывают между собой все выделенные минералого-геохимические и генетические типы россыпеобразующих формаций. Это также подтверждает достоверность каждой из ^{190}Pt - ^4He датировки РМП. Можно предположить омоложение ^{190}Pt - ^4He возрастов, существенной (?) части ранних минеральных индивидов и агрегатов РМП с возрастом 143 ± 7 млн лет, соответственно до 128 ± 6 млн лет или до 115 ± 6 млн лет.

Массив Чад на дневной поверхности имеет размеры 3–3.5 км. Предполагается,

что массив является наклонным, с падением около 60° на восток, штоком ассиметрично-зонального строения. Центральная - «ядерная» часть массива, диаметром ~ 2 км, сложена дунитами. Они представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые полнокристаллические, порфиридные, полигональные и порфиробластовые породы. Дуниты имеют кумулятивную магматическую, перекристаллизованную метасоматическую и рекристаллизованную метаморфическую природу. Все они слабо серпентинизированы, и сложены форстеритом (фаялитовая составляющая $\sim 7\%$), местами насыщенными микровключениями хромшпинелида, магнетита и клинопироксена (черные дуниты). Содержание хромшпинелидов в дунитах $0.1-3\%$, с ограниченной встречаемостью шпировых и, очень редкой, жильных хромитов. Во всех разновидностях дунитов присутствуют отдельные ксеноморфные кристаллы клинопироксена и местами небольшие шпирообразные их агрегаты. Дуниты последовательно окаймляются оливиновыми клинопироксенитами или верлитами (магматическими и метасоматическими) и магнетитовыми пироксенитами, мощность которых от ~ 200 м на северо-западном и до ~ 500 м на юго-восточном флангах. Далее их окружает «кольцо» меланогаббро, и отдельные тела диоритов и монцодиоритов. Эти же породы образуют редкие маломощные дайки среди дунитов. Ультраосновному «ядру» массива в рельефе соответствует чашеобразная котловина, которую обрамляет кольцевой хребет Чад – $900-1080$ м. Кольцевой хребет и котловину с юга на север прорезает долина руч. Моховой, правый приток р. Чад. Долинные аллювиальные отложения притоков и руч. Моховой образуют каскад россыпных месторождений платиновых металлов с общими запасами ~ 3 тонны. Основная часть россыпи находится в плиоцен-раннечетвертичных осадках. Зёрна РМП содержат включения МПГ: распространенные – самородный иридий, самородный осмий. В целом содержание включений МПГ достигает 8.5 мас.%, при этом большая часть самородного иридия, и, в меньшей степени, самородного осмия образуют криптоагрегаты с РМП. Выделены минералого-геохимические типы МПГ: 1) платиновый – Pt (Rh>Pd); 2) осмисто-платиновый – Pt>Os; 3) иридисто-платиновый – Pt>Ir; 4) палладисто-платиновый Pt>Pd. На вероятностном бланке содержания Ir (мас.%) в РМП (794 химических анализов) представлены многомодальным распределением нескольких самостоятельных дисперсий: >5.4 ; $4.46-5.4$; $3.02-4.46$; $2.1-3.02$; $1.09-2.1$; $0.39-1.09$; <0.39 . При этом более 56% анализов РМП Pt>Ir типа с Ir >2.1 мас.%, и $\sim 23\%$ составляет РМП Pt типов (Ir ~ 0.5 мас.%). Такие типы РМП уникального россыпного месторождения платиновых металлов Кондёр-Уоргалан соответственно составляют 29% и 25% . Определение $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ возраста РМП месторождения платиновых металлов Чад проведено по 22 образцам. С помощью программы IsoplotR построены линии регрессии в координатах $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ и рассчитан «изохронный» возраст 112 ± 6 млн лет. Это указывает, что образование РМП главных минералого-геохимических типов щелочно-ультраосновного массива Чад происходило в достаточно узком диапазоне геологического времени, в какой-то момент раннего мела между готеривским и аптским века ($K_1g - K_1a$).

Таким образом, впервые с помощью $^{190}\text{Pt}-^4\text{He}$ датирования получено подтверждение полициклической модели длительного образования РМП месторождения Кондёр (~ 30 млн лет) и менее длительного – Чад (<10 млн лет), предложенной на основании тщательного минералогического анализа распространения, онтогении и генезиса МПГ. Это свидетельствует о нюансах платинометального минералообразования щелочно-ультраосновных формаций в развитии мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Работа выполнена по темам НИР ИГГД РАН.

Невструев В.Г., Бердников Н.В.

**ЗОЛОТО-МЕДЬ-СЕРЕБРЯНЫЕ МИКРОСФЕРУЛЫ В ЖЕЛЕЗО-
МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ХИНГАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

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

В последние годы горная промышленность приступила к интенсивному освоению на Малом Хингане месторождений руд черных металлов. В этой связи оживился давний интерес исследователей района к решению проблем, связанных с развитием минерально-сырьевого потенциала территории. Среди них наиболее актуальной остается проблема поисков коренных источников россыпей золота. Рудная минерализация, которая могла быть источником россыпей, пока выявлена только в районе г. Лысой в маломощном кварцевом прожилке. Низкая интенсивность жильно-прожилкового окварцевания не объясняет формирование уникальных россыпей Сутарского района. Предполагаемые источники россыпей, кроме того, связывают с рассеянной минерализацией в коренных породах плотика современной Сутарской депрессии, либо с удаленными коренными объектами, поставляющими материал в промежуточные коллекторы с последующим их перемывом и перетолжением полезного компонента.

Аномальные содержания золота, серебра и других элементов (Au-0.35 г/т, Ag-7.8 г/т, Pt-0.1 г/т, V-до 1 %, Y-0.3 г/т [5]), которые обнаружены еще в 50-е годы прошлого столетия при детальном опробовании Помпеевской ураноносной структуры, отнесены исполнителями этих работ к палеозойскому металлогеническому этапу. К району развития россыпей с восточной стороны наиболее близко примыкают ареалы железных руд, которые генетически связаны с протерозойско-кембрийскими горизонтами разреза толщи Кимканского прогиба. При этом как для Кимкано-Костеньгинской, так и для Южно-Хинганской зон намечается металлогеническая зональность с востока на запад, заключающаяся в последовательной смене ареалов магниевой, железорудной и золотоносной минерализации. На некоторых мезозойских оловорудных месторождениях (Хинганское, Центральное и Верхнее) содержание золота достигает 20 г/т [18]. Однако геологическая экспертиза, как правило, исключала из проектов геолого-разведочных работ исследования, нацеленные на изучение попутного золота. Концепция осадочного генезиса формирования железо-марганцевой минерализации в Кимканском прогибе, господствующая в воззрениях многих геологов, тормозит исследования благороднометалльной минерализации в регионе и в настоящее время.

В результате детальных исследований минерализации Поперечного, Костеньгинского и Кайланского месторождений [1–4, 6, 7,] в рудах выявлена попутная золото-серебро-платиноидная минерализация в промышленно интересных концентрациях, связанная с explosивно-магматическими брекчиями (флюидолитами) среднего состава. Возраст изоферроплатины месторождения Поперечного, определенный по изотопам ^{190}Pt - ^4He , составляет 125 ± 21 млн лет [5].

При изучении тяжелой фракции минералов наряду с традиционными формами зерен благородных металлов обнаружены многочисленные микросферулы золото-медно-серебряного состава (рис.). Размер их редко превышает 150 микрометров. Визуально под бинокурляром поверхность микросферул гладкая блестящая. В отраженных электронах наблюдаются выпуклости, каверны, включения минералов (рис. -1– магнетит), в

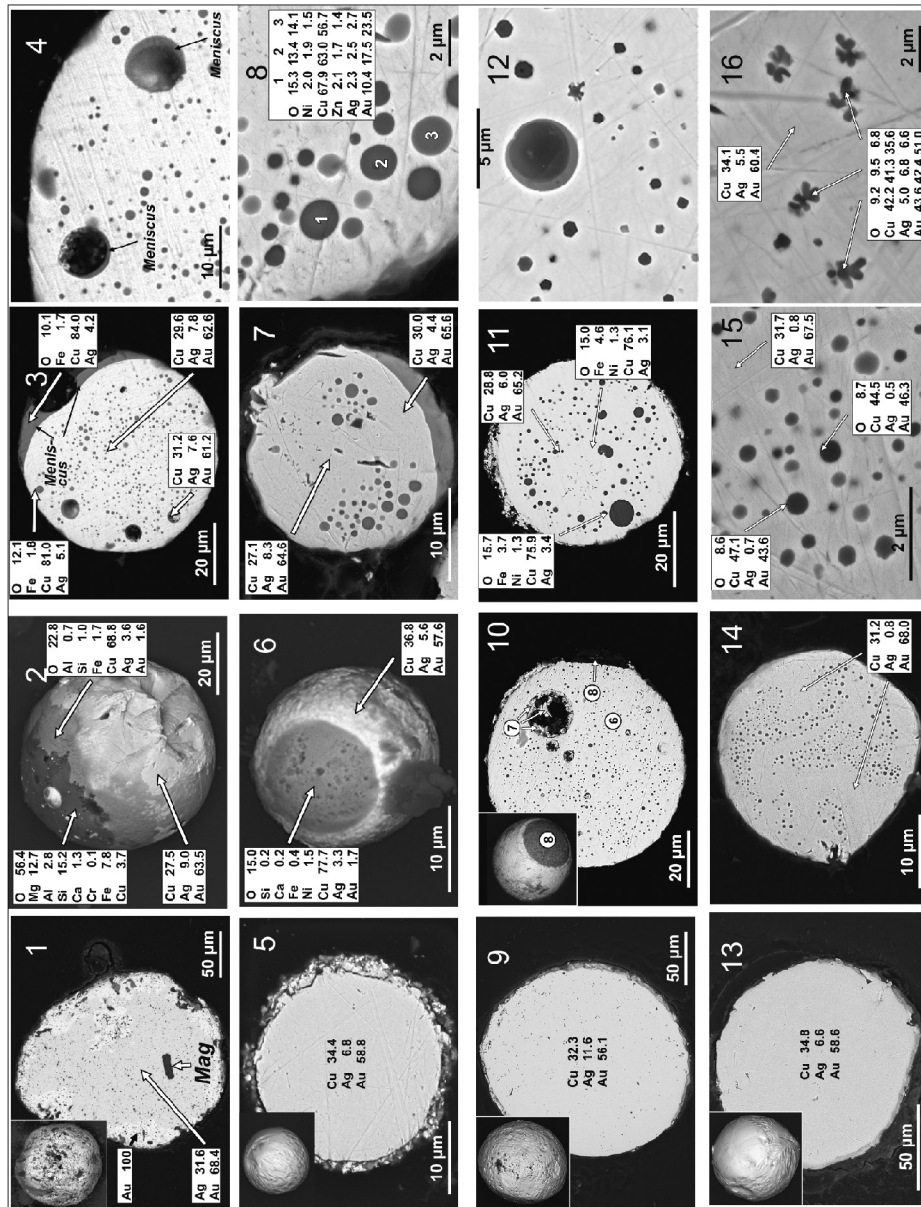


Рис. Микросферулы Поперечного (1-8), Костеньгинского (9-12) и Кайланского (13-16) место-рождений.

некоторых случаях наблюдаются цветовые неоднородности, обусловленные различиями состава (рис. -1,-2,-5, -6, -9, -10, -13). На поверхности некоторых зерен наблюдаются более темные обособления, сложенные силикатами и окислами породообразующих элементов (рис. -2, -6, -10). По внутренней структуре, наблюдаемой в срезах сферул, выделяется два типа. Это гомогенные сферулы, сложенные либо золотом и серебром (рис. -1.), либо золотом, серебром и медью (рис. -5, -9, -13). Второй тип представлен с многочисленными округлыми включениями (часто идеальной формы).

Матрица этих зерен сложена золото-серебро-медным сплавом с доминирующей ролью золота. Включения имеют существенно медный состав с подчиненными переменными концентрациями золота, серебра, цинка, никеля, железа, кислорода. В округлых пустотах по границе наблюдаются серповидные мениски преимущественно медного состава (рис. -3, -7, -12). В единичных случаях на границах пустот наблюдаются дендритовидные микрокристаллы по составу идентичные материалу матрицы сферулы (рис. -10. Точки анализов на рис.: 6 — Au-62.7; Ag-8.4; Cu-33.8; 7 — Au-59.9; Ag-6.3; Cu-29.0; 8 — Au-1.2; Ag-3.2; Cu-58.8; Fe-0.6; Ni-3.1; Zn-7.6; O-25.5). В некоторых зернах, преимущественно на месторождении Кайлан, встречены включения в виде лепестков, изрезанной или полигональной формы, имеющие промежуточный состав между матрицей и существенно медными округлыми обособлениями.

В многочисленных публикациях по изучению сферул в золоторудных и алмазодносных месторождениях обосновывается мнение о генезисе микросферул в результате резкого перепада давления и быстрого охлаждения. Золото-серебро-медные сплавы имеют неограниченную растворимость при высоких температурах (более 900°) и при резком охлаждении сохраняют гомогенную структуру. При более медленном охлаждении (при температуре ниже 400°) сплав распадается на промежуточные фазы состава от Au_3Cu до $AuCu_3$ [8]. Различия внутренней структуры, наблюдаемое в наших исследованиях обусловлено тем, что микросферулы гомогенной структуры действительно испытали резкое охлаждение. По мнению [8] отсутствие фаз Au–Cu возможно также объясняется недостаточной насыщенностью Cu. Микросферулы с округлыми включениями, индуцированы экссольюцией либо в условиях более медленного падения температуры, либо в результате более позднего контактового метаморфизма.

Близкое сходство состава и структур микросферул на изученных железо-марганцевых месторождениях региона свидетельствует о близких генетических условиях их формирования. Исходные температуры формирования золото-серебро-медных сплавов, в соответствии с фазовой диаграммой [7], лежат в интервале 900–1000°.

В пределах Малого Хингана известно более 30 железо-марганцевых объектов, включающих брекчиевые породы, часть из них, вероятно, относится к флюидолитам, с которыми связана благороднометалльная минерализация. Они могли служить коренными источником россыпей, а возможно и коренными благороднометалльными месторождениями. Для оценки их перспектив необходимо осуществить ревизионные и оценочные геологические исследования.

Литература

1. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Генетические аспекты железо-марганцевой и благороднометалльной минерализации месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 43–57.
2. Моисеенко Н.В., Щипачев С.В., СанILEвич Н.С., Макеева Т.Б. Первые находки благородных металлов на Хинганском месторождении марганцевых руд (участок Поперечный) // Геология, минералогия и геохимия

- месторождений благородных металлов Востока России. Новые технологии переработки благороднометалльного сырья: Сб. науч. тр. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2005 С. 72–74.
3. Невструев В.Г., Бердников Н.В., член-корр. РАН Диденко А.Н., Саксин Б.Г., Лаврик Н.А. Флюидолиты как источник коренной золото-платиноидной минерализации на примере месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Докл. АН. 2018. Т. 482, №2. С. 1203–1206.
 4. Ханчук А.И., Мочалов А.Г., Рассказов И.Ю., Якубович О.В., Бердников Н.В., Невструев В.Г. Изотопный возраст самородной платины из флюидолитов андезитового состава месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 48–52.
 5. Ханчук А. И. академик РАН, Рассказов И. Ю., Крюков В. Г., Литвинова Н. М., Саксин Б. Г. О находке промышленной платины в рудах Южно-Хинганского месторождения марганца // Докл. АН. 2016. Т. 470, № 6, С. 701–703.
 6. N.V. Berdnikov, V.G. Nevstruev, P.K. Kepezhinskas, A.G. Mochalov, O.V. Yakubovich PGE mineralization in andesite explosive breccias associated with the poperechny iron-manganese deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): Whole-rock geochemical, ^{190}Pt - ^4He isotopic, and mineralogical evidence // Ore Geology Reviews V. 118. 2020. 103352, P. 1–16 <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103352>.
 7. Berdnikov N., Nevstruev V., Kepezhinskas P., Astapov I. and Konovalova N. Gold in Mineralized Volcanic Systems from the Lesser Khingan Range (Russian Far East): Textural Types, Composition and Possible Origins // Geosciences. 2021. 11. 103. P. 1–32. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020103>.
 8. Knight J., Leitch C.H.B. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages // The Canadian Mineralogist. 2001.V. 39. pp. 889–905.

Носырев М.Ю.**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАЛОГЛУБИННЫХ ИНТРУЗИЙ В
ЗОЛОТОРУДНЫХ УЗЛАХ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Анализ существующих моделей глубинного строения для различных металлогенических таксонов позволяет выделить ряд уровней в земной коре и верхней мантии, где наиболее часто отмечаются физические неоднородности, с которыми пространственно и (или) генетически связывается наличие эндогенной минерализации. Один из них – это граница Мохо, для которой фиксируются ее морфологические особенности, а ниже выделяются плотностные и скоростные неоднородности мантии, реже намечаются какие-либо границы в нижней части земной коры. С этим уровнем увязываются металлогенические зоны и рудные районы. Второй глубинный уровень выделяемых физических неоднородностей, с которыми связываются рудные районы, узлы, редко рудные поля, составляет 8–15 км. Неоднородности обоих уровней интерпретируются чаще всего как результаты магматической деятельности (палеоочаги, крупные батолитоподобные интрузии). С точки зрения геофизических полей речь идет об отрицательных, реже положительных гравитационных аномалиях. Например, для золоторудных районов юга Дальнего Востока это, как правило, гравитационные минимумы, с краевыми частями которых пространственно ассоциируют рудные районы и узлы. Наиболее детально в связи с рудоносностью разработаны модели самой верхней части земной коры (500–1000 метров), которые определяют связь физических неоднородностей с минерализованными зонами месторождений, рудными телами.

Из сказанного видно, что очень часто из рассмотрения выпадает интервал глубин земной коры примерно от 2 до 6 км. Понятно, что в определенной мере это связано с недостаточной изученностью этого интервала геофизическими методами. При этом многочисленные геологические данные указывают на важное значение этих глубин для формирования постмагматической гидротермальной минерализации, в том числе и месторождений золота. Во всех существующих геологических моделях мезо- и эпитептермального золотого оруденения интрузивные тела этого уровня играют важную роль и являются основой понимания рудного процесса, метасоматической зональности, особенностей локализации оруденения.

Поэтому в настоящем докладе разобран вопрос о наличии в пределах золоторудных узлов Приамурья физических неоднородностей, локализованных на данном уровне, которые возможно интерпретировать как интрузии, определявшие процесс рудообразования. Также ясно, что возможность решения этой задачи зависит в значительной степени от геофизической изученности рудных полей, в частности, от наличия относительно детальной гравиметрической съемки. Тем не менее разберем ниже примеры по нескольким золоторудным месторождениям, где можно предположить наличие в оговоренном интервале глубин плотностных и магнитных неоднородностей.

1. Месторождение золота Бамское. Месторождение расположено в краевой части локального минимума поля силы тяжести интенсивностью -4.5мГл , вытянутого в СЗ направлении, имеющего размер 23×10 км. По результатам моделирования поля силы тяжести данной аномалии отвечает тело пониженной плотности лополитообразной формы, основная часть которого расположена до глубины 4 км. Геологически это понижение

может соответствовать интрузии кварцевых сиенитов, перекрытой вулканогенными образованиями и лишь частично выходящей на поверхность. Надо сказать, что по результатам региональной гравиметрической съемки данная плотностная неоднородность не выделяется.

2. Месторождение золота Березитовое. Занимает краевую часть регионального понижения поля силы тяжести. Здесь же по данным более детальной съемки на глубинах 2–5 км намечается область разуплотнения, которая может быть связана с интрузией гранитоидного ряда. Месторождение Березитовое расположено на северо-восточной периферии данного понижения. Возможная генетическая связь месторождения с данной интрузией не ясна, однако, принимая во внимание границы этого минимума, можно наметить новые площади для опосредования на этом рудном поле. В региональном поле силы тяжести данное понижение практически не выделяется, наблюдается только слабое осложнение изолиний.

3. Месторождение золота Покровское. В региональном плане пространственно расположено в зоне повышенного горизонтального градиента поля силы тяжести. Но по данным детальной съемки к югу от месторождения фиксируется интенсивный минимум поля силы тяжести (до -14 мГл), который связан как с вулканогенными породами на поверхности, так и с областью разуплотнения на глубине 1.5–6 км. Данная неоднородность может быть связана с интрузией гранитов. Собственно Покровское месторождение расположено к северу от нее на расстоянии несколько километров и по мнению автора имеет с данной интрузией генетическую связь.

4. Месторождение золота Пионер. Достаточно отчетливо ассоциирует с кольцевой положительной магнитной аномалией, которая связана с гранодиоритами Буриндинского комплекса. Однако одновременно с этим на глубине 1.5–2.0 км по данным гравитационного моделирования выделяется область повышенной плотности, соразмерная с магнитной аномалией, которая может отвечать интрузии гранодиорит-диоритового состава, находящейся на глубине. Собственно рудные зоны месторождения находятся над центральной частью данной области и в ряде случаев вытягиваются за ее пределы.

5. Месторождение золота Нони. Нонинское золоторудное поле пространственно достаточно отчетливо ассоциирует с изометричными положительными магнитной и гравитационной аномалиями, занимая их периферическую область. По данным моделирования аномалии связаны с плотным магнитным телом, частично выходящим на поверхность и развитым до глубины 5 км. Основываясь на геологических наблюдениях, можно считать, что данная неоднородность отвечает диоритовой или габбро-диоритовой интрузии, с которой может быть связано и формирование минерализации.

6. Еще одно эпitherмальное месторождение золота Белая Гора, расположенное уже в Нижне-Амурском золоторудном районе, характеризуется наличием под рудным полем достаточно хорошо проявленного тела повышенной плотности и электрического сопротивления, верхняя граница которого расположена на глубине 1.2–1.5 км (данные работ Геофизической экспедиции ПГО «Дальгеология» за 1984 г. и результаты моделирования автора). Данное плотное тело может быть связано с интрузией габбро-диоритового состава.

Проведенный обзор не охватывает всех месторождений золота Приамурья по причине отсутствия соответствующих геофизических материалов, но, тем не менее, по рассмотренным данным можно утверждать следующее.

1. Для всех рассмотренных месторождений золота гидротермального генезиса

характерно наличие плотностных и магнитных неоднородностей, расположенных на глубине под рудным полем. Эти неоднородности скорее всего отвечают интрузивным телам и локализуются в интервале глубин 1–6 км.

2. Состав интрузий в данном случае может быть самым разным от гранитов до габбро и, соответственно, характеризоваться как отрицательными, так и положительными аномалиями поля силы тяжести, а при моделировании выступать как области разуплотнения и уплотнения. Это отличает данный уровень неоднородностей от неоднородностей более глубокого уровня, когда при обсуждении закономерностей локализации рудных районов речь практически всегда идет о минимумах поля силы тяжести.

3. С точки зрения соотношения данных интрузий с принятыми металлогеническими таксонами, можно сказать, что они определяют положение рудных полей и собственно месторождений.

4. Имеющиеся данные показывают, что нет определенной закономерности в расположении золоторудных месторождений относительно рассмотренных неоднородностей, они могут располагаться как над центральной, так и над периферической частями интрузии. При этом наиболее удаленными могут быть эпитермальные золотые месторождения. Однако пространственная ассоциация месторождений с аномалиями такого типа может быть достаточно важным фактором рудолокализации.

5. Выделение и изучение таких неоднородностей верхней части земной коры, дает важный материал для понимания общих пространственных закономерностей локализации золотого оруденения и развития поисковых работ.

Рассказов И.Ю., Усиков В.И., Федотова Ю.В.**ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УЧАСТКА НЕДР С ПРИМЕНЕНИЕМ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ МЕР БЕЗОПАСНОСТИ ПРИ ПОДЗЕМНОЙ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

*Хабаровский федеральный исследовательский центр Институт горного дела ДВО РАН,
г. Хабаровск*

При подземной разработке месторождений полезных ископаемых в сложных горно-геологических условиях и на больших глубинах одной из наиболее сложных проблем является предупреждение таких опасных геодинамических событий, как горных и горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений. Оценка этих рисков и прогноз опасности должны производиться на самых ранних стадиях освоения месторождений в соответствии с «Методическими рекомендациями по оценке склонности рудных и нерудных месторождений к горным ударам» (утв. Ростехнадзором 23 мая 2013) [1].

Современный рельеф земной поверхности определяется компромиссом противоположно направленного воздействия эндогенных и экзогенных процессов на данной территории в данный момент геологического времени [2]. В нем, в скрытом виде, содержится информация о неотектонических, геодинамических явлениях и напряженно-деформированном состоянии горных массивов на исследуемой территории. Поэтому изучение форм рельефа и их распространение по площади является актуальной задачей. Упомянутый выше документ предписывает проводить геодинамическое районирование рудных районов на основе линеаментного и морфоструктурного анализа земной поверхности по космоснимкам и топографическим картам.

В ИГД ДВО РАН, при проведении таких исследований, основной упор был сделан на использование цифровых моделей рельефа (ЦМР), в основу которых положены матрицы высот. Для этого с портала NASA [3] загружались находящиеся в открытом доступе матрицы SRTM30 (GTOPO30) с шагом 30'' (~1 км) и SRTM03, соответственно 3'' (~100 м) [4]. Преимуществом данного подхода является то, что работа производится с «чистым» рельефом, без влияния подробностей в виде особенностей ландшафта, объектов инфраструктуры, особенно линейных — путей сообщения, энергетических линий, а, также, появляется возможность визуализации и интерпретации ЦМР в разных вариантах [5, 6].

За основу интерпретации принята модель латеральных тектонических потоков, адаптированная для Дальневосточного региона [7–9]. Согласно данной концепции в верхней части литосферы происходит расслоение на отдельные тектонические слои, которые перемещаются в горизонтальном направлении. Из-за того, что горизонтальные размеры слоев многократно превышают вертикальные (мощности) происходит их раскалывание на отдельные чешуи, которые сбиваются в ансамбли. В результате складывается своеобразная волновая картина, состоящая из структур скупивания и растаскивания, которые в рельефе выражаются в виде чередования горных хребтов — межгорных впадин, вытянутых параллельно друг другу. Простираение этих структур почти перпендикулярно направлению дрейфа тектонического потока. Нередко поток разбит стратиформными разломами согласно с направлением движения ограниченных ими блоков плиты, выраженные в рельефе в виде каньонообразных долин, пересекающих как хребты, так и межгорные впадины.

Анализ ЦМР позволил отметить одно ранее неизвестное природное явление, которое, вероятно, проливает свет на происхождение аномального напряженно-деформированного состояния горных массивов, провоцирующее их склонность к опасным геодинамическим событиям при разработке месторождений. В пределах упомянутых тектонических потоков, сопровождающихся высокой степенью расчлененности рельефа, наблюдаются платообразные поля, где она значительно ниже. Такие структуры уверенно регистрируются по анаглифическим картам рельефа, картам с теневой отмывкой в цветном варианте карте горизонталей высот. Обычно они имеют близкие к изометричным формы, нередко сопровождаются уменьшением плотности мелкофокусных землетрясений в своих пределах.

Подобные объекты логично представить, как слабо деструктурированные разрывными нарушениями жесткие горные массивы, дрейфующие в потоках. Слабая их нарушенность свидетельствует о редкой разрядке горизонтальных напряжений и, наоборот, их концентрации и аккумуляции. Соответственно, повышается вероятность их разрядки при нарушении массивов горными работами и провоцирования опасных геодинамических событий. Модель апробирована на известных месторождениях с повышенной опасностью горных ударов в Дальнегорском [10], Хинганском и Стрельцовском рудных полях. Все эти месторождения расположены либо в самих жестких массивах, либо непосредственно в зоне их влияния.

На рисунке приведена мелкомасштабная обзорная карта рельефа ДВ региона на основе матрицы ГТОРО30, на которую вынесены контуры тектонических потоков с указанием направления их дрейфа. На ней выделяются и жесткие массивы пород.

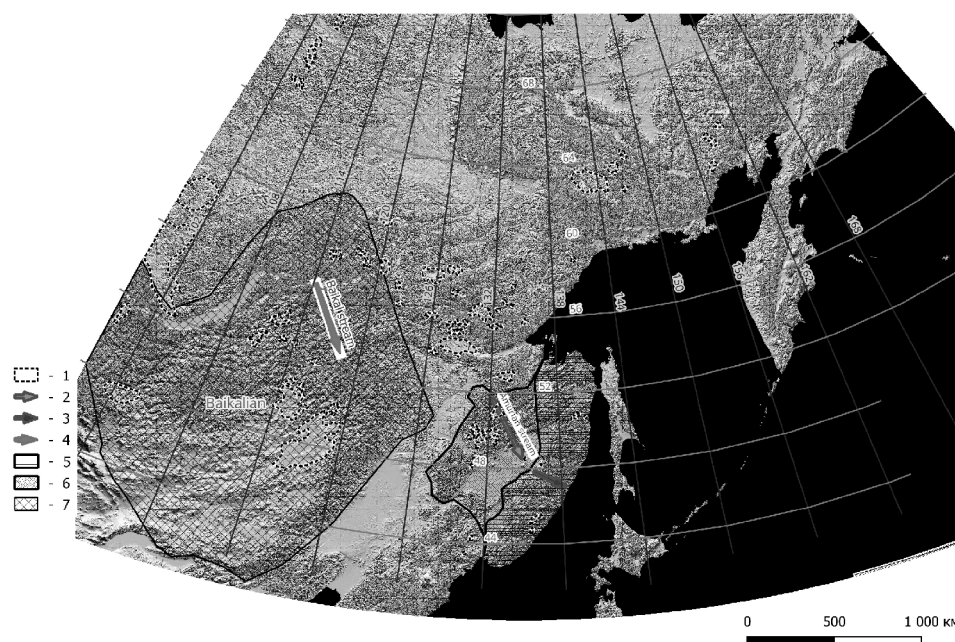


Рис. Тектонические потоки юга Дальнего Востока выявленные по ЦМР на основе матрицы высот ГТОРО30. 1 – жесткие тектонические блоки; современные направления движения потоков: 2 – Амурского; 3 – Сихотэ-Алинского; 4 – Байкальского; очертания потоков: 5 – Сихотэ-Алинского; 6 – Амурского; 7 – Байкальского.

Определенное по рисунку рельефа направление дрейфа в целом совпадает данными GPS наблюдений [11].

В рудных районах в дополнение к данной карте использовались более детальные, на базе SRTM03. На основании полученных результатов геодинамическая ситуация в Албынском, Токурском и Кун-Маньонском рудных полях оценивается как потенциально опасная.

Литература

1. Методические рекомендации по оценке склонности рудных и нерудных месторождений к горным ударам. Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору. Приказ от 23 мая 2013 года № 216
2. Уфимцев Г.В. Горы Земли (климатические типы и феномены новейшего орогенеза). М.: Научный мир, 2008. 352 с.
3. [Электронный ресурс] <https://dds.cr.usgs.gov>
4. [Электронный ресурс] Index of/srtm/version2_1/SRTM30 - [https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/\(srtm03v1.2.1,srtm30\)](https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/(srtm03v1.2.1,srtm30)) (дата обращения 10.10.2019).
5. Рассказов И.Ю., Саксин Б.Г., Петров В.А., Шевченко Б.Ф., Усиков В.И., Гильманова Г.З. Современное напряженно-деформированное состояние верхних уровней земной коры амурской литосферной плиты // Физика Земли, 2014, № 3, с. 144–153
6. Усиков В.И. 3D – модели рельефа и строение верхней части земной коры Приамурья // Тихоокеанская геология. 2011. № 6. С. 14–33.
7. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли/ Коллектив авторов / Отв. ред. М.Г. Леонов – М.: ГЕОС, 2013. – 318 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 604).
8. Паталаха Е.И., Лукиенко А.М., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. – Киев: Феникс. 1995. 160 с.
9. Усиков В.И. Динамика и строение тектонических потоков. Анализ 3d-моделей рельефа /Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: VII Косыгинские чтения: материалы всероссийской конференции, 12–15 сентября 2011, г. Хабаровск/отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. – Хабаровск: ИТиГ им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 328 –331.
10. Рассказов И.Ю., Усиков В.И., Саксин Б.Г. Использование методов ДЗЗ при изучении современной геодинамики Сихотэ-Алинского орогенного пояса и комплексной оценки НДС горного массива Николаевского месторождения // Тектоника, глубинное строение и минералогения Востока Азии: Мат-лы Всероссийской конференции с международным участием. – Хабаровск: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2019. С. 300–302.
11. Ашурков С.В. и др. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений / Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2059–2070.

Секисов А.Г., Рассказова А.В., Конарева Т.Г.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ДИСПЕРСНОГО ЗОЛОТА С ПОЗИЦИЙ ОЦЕНКИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ УПОРНОСТИ РУД

*Хабаровский федеральный исследовательский центр Институт горного дела ДВО РАН,
г. Хабаровск*

В связи с истощением минерально-сырьевой базы золота, вовлечение в переработку запасов упорных руд с преобладанием дисперсных, химически связанных форм становится объективно необходимым условием стабилизации его рынка. В настоящее время для переработки упорных сульфидных и сульфидно-углистых руд, содержащих инкапсулированное и дисперсное золото, а также полученных из них флотоконцентратов, преимущественно используются три технологические схемы переработки: с автоклавным окислением, био(бактериальным) окислением и сверхтонким измельчением с последующим окислением химически чистым кислородом. При использовании этих схем, несмотря на достаточно высокие показатели сквозного извлечения золота и высокие цены на него, вследствие высоких удельных капитальных и эксплуатационных затрат, они применимы только для руд, в которых его содержание составляет не менее 2–2,5 г/т. Поэтому, для переработки рядовых и бедных сульфидных и сульфидно-углистых руд, составляющих основную часть запасов их месторождений, в ближайшей перспективе будет использоваться низкозатратная технология кучного выщелачивания, характеризующаяся, вместе с тем, и низким уровнем извлечения золота (в диапазоне 50–70%). Для достижения более высоких показателей извлечения золота, при использовании технологии его кучного выщелачивания из таких руд, требуется использование дополнительного процесса предокисления их растворами кислородсодержащих реагентов. Причем, состав реагентов-окислителей, должен определяться не только минералогическими особенностями отдельных геолого-технологических типов руд, но и, в большей степени, особенностями химических связей дисперсного золота с другими рудообразующими элементами. В сульфидных и сульфидно-углистых рудах дисперсное золото геохимически, в основном, ассоциирует с металлами, такими как серебро, медь, железо, платина, палладий, свинец, висмут, ртуть, таллий, бор, бериллий. С большинством из этих металлов золото имеет непосредственную химическую связь, образуя природные сплавы, в том числе, и наноразмерные, амальгамы (биметальные с ртутью, полиметальные с ртутью и свинцом, ртутью и висмутом, ртутью и серебром), атомарные или ионные пары (например, Fe, Au) [1].

Особое геохимическое сродство с золотом имеет серебро. Даже высокопробное самородное золото всегда имеет примесь серебра, вплоть до образования с обратным соотношением этих металлов в сплаве – электрума, частицы которого могут иметь и наноразмерный уровень крупности [2].

Медь с золотом образует природные сплавы (медистое золото) с относительно узким диапазоном количественных соотношений элементов: от Cu_3Au (кубическая модификация этого сплава известна как минерал аурикуприт) до CuAu_3 . Поэтому вполне вероятно наличие в кристаллических решетках этих минералов не только микро-, но и наноразмерных включений медистого золота.

С железом, несмотря на тесную геохимическую связь и близость ионных радиусов (0.80–0.85 Å), золото в отличие от серебра и меди, не образует природные сплавы,

но, учитывая высокую химическую активность железа и инертность золота, помимо моноизоморфных замещений, для этой пары возможны также замещения и связанных пар этих металлов, например, в продуктивном магнетите Талатуйского месторождения Дарасунского рудного поля, содержание золота в котором достигает 5 г/т, (Fe-Fe) замещается на (Fe-Au)[3]. Кроме того, учитывая часто проявленную высокую ожелезненность продуктивных генераций кварца и халцедона в жильно-прожилковом оруденении с парагенетической золото-кварцевой минерализацией, в нем могут присутствовать золото-оксидно-железистые и/или золото-гидроксидно-железистые кластеры: $nAu^*m(O-Fe)$, $nAu^*m(O-OH-Fe)$. В таких кластерах золото формирует непосредственные химические связи с кислородом, а с железом – опосредованные, т.е. золото в этом случае может находиться в форме кластеров вида $n(Au_2O_3)$. Стабилизация таких кластеров в решетке этих минералов может обеспечиваться связью «оболочечных» атомов кислорода с атомами железа).

В железо- и медьсодержащих минералах с повышенным содержанием серы (халькопирите, ковеллине - CuS) золото может потенциально формировать кластерные структуры и с неметаллом - серой, составляя их интерметаллическое «ядро». При этом «ядерная» часть таких кластеров представлена моноэлементными соединениями атомов золота (золото-золото) или биеlementными (золото-серебро), а внешняя «оболочка» состоит из атомов серы. Косвенным доказательством возможности нахождения в рудах таких металлосерных кластеров является факт существования таких микроминералов, как ютенбогаардит (Ag_3AuS_2) и петровскит $AgAuS$. Кроме того, образование биеlementных золото-серных кластерных форм в рудах доказано значительным количеством экспериментов с искусственными растворами коллоидного золота, серебра и серусодержащего восстановителя. Из металлоидов наибольшим геохимическим сродством к золоту обладает углерод, сурьма, теллур, мышьяк.

В рудах черносланцевой формации в составе дисперсных форм нахождения в рудах сульфидной и сульфидно-кварцевой формаций могут присутствовать золото-углеродные кластеры (Au_nC_m). С углеродом, атомы которого в углистых сланцах входят в состав остаточных органических соединений, золото может также присутствовать в минеральном веществе в форме металлоуглеродных и металлоорганических кластеров: $nAu - mC$, $nAu - R_{орг}$; углерод-металлоорганические кластеры: $nAu^*(C-R_{орг})$.

Сурьма и теллур также могут формировать непосредственные химические связи с золотом. Известны минерал ауристибнит и сурьмяное золото $AuSb$, теллуриды золота и серебра. Поэтому при повышенных локальных содержаниях сурьмы и теллура в упорных рудах могут присутствовать золото-теллуридные и золотосурьмяные микроминералы или кластеры.

Мышьяк, также, как и сера, играет существенную роль в связывании золота в его минералах-концентрааторах, но при этом не образует непосредственно с ним биеlementных соединений. А.Д. Генкин (ИГЕМ РАН) на основании обобщения многочисленных данных анализов и микрофотографий пирит-арсенопиритовых руд ряда месторождений Сибири выдвинул гипотезу о наличии в них бинарных ионных структур $(Fe, Au)^{3+}-(As-S)^{3-}$ [4].

Эксперименты с осаждением ионов золота на поверхность арсенопирита, привели к выводу о формировании его соединений, в которых главными являются не металлические связи, а ковалентные: $Fe(As-S)_2-Au_2S$ [5]. Хотя соединения золота с мышьяком

и не выделены в отдельную монофракцию, но множество фактов свидетельствует в пользу того, что в арсенипирите, мышьяковистом пирите золото образует с мышьяком сульфоарсенидные наноразмерные структуры типа $Au_n(S-As)_m$ или $Au_n[(SH)_mAs_k]$. Также предполагается существование твердых растворов вида $Ag_{2-x}Au_xS$ при достаточном количестве серы на стадии формирования или кластерные агломераты Ag_nAu_mS при нехватке серы [6].

Таким образом, дисперсное, химически связанное золото в рудах сульфидной, сульфидно-углистой и сульфидно-кварцевой формаций может быть представлено множеством форм нахождения, поэтому при их геотехнологическом тестировании должны использоваться различные окислители, активно взаимодействующие с рудообразующими элементами, образующие с золотом прямые или опосредованные химические связи. В зависимости от форм нахождения дисперсного золота, определяемого его геохимическими ассоциациями, тестирование упорных руд с окислительной подготовкой предлагается осуществлять электрофотоактивированными растворами с сернокислотно-пероксидной, карбонатно-пероксидной гидроксохлоридной, сернокислотно-нитритной основой [7]. Подготовка к выщелачиванию карбонатно-пероксидными растворами предпочтительна при тестировании руд с дисперсным золотом, ассоциированным преимущественно с железосодержащими сульфидами-пиритом и пирротинном и сульфоарсенидом-арсенипиритом. Активные растворы с сернокислотно-пероксидной и сернокислотно-нитритной основой могут быть эффективны при тестировании руд с дисперсным золотом, ассоциированным преимущественно с медьсодержащими сульфидами (халькопиритом, борнитом, халькозином, ковеллином) используемыми после комбинированного окисления (прямое активационное хлорирование). Гидроксохлоридные растворы, полученные путем электрофотохимической обработки исходных растворов хлорида натрия и соляной кислоты, целесообразно использовать при тестировании полисульфидных руд, руд с углистым веществом и при наличии в них сульфосолей и природных сплавов [8]. Причем на первой стадии обработки руд эти растворы обеспечивают окисление сульфидных минералов и углистого вещества, с подавлением его паразитарной сорбционной активности, а на втором – перевод в растворенное состояние золота и образующим с ним сплавы металлов.

Использование электрофотоактивированных растворов вышеуказанного состава было успешно апробировано в ИГД ДВО РАН [9] при тестировании крупнообъемных проб упорных руд с химически связанным золотом, в том числе Малмыжского меднозолоторудного месторождения, что позволило доказать возможность достижения высокого уровня извлечения дисперсного золота и при перколяционном варианте выщелачивания.

Благодарности. Химический анализ и микроскопические исследования выполнены на базе ЦКП "ЦИМС" ХФИЦ ДВО РАН.

Литература

1. Новгородова М. И. Нанокристаллы самородного золота и их сростания // Новые данные о минералах. 2004. Т. 39. С. 83.
2. Викентьев И. В. Микропримеси в пирите золото-порфинового месторождения Петропавловское, полярный Урал по данным $La-Isp-Ms$ // Доклады Академии наук. 2016. Т. 470, № 3. С. 326–330.
3. Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А., Акинфиев Н.Н., Бакшеев И.А., Краснов А.Н., Юргенсон Г.А., Трубкин Н.В. Состав, условия формирования руд и генезис месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. № 1. С. 37-76.
4. Genkin A. D. Gold-bearing arsenopyrite and its formation condition at the Olympiada and Veduga gold deposits,

- Yenisei range, Siberia // *Geology of Ore Deposits*. 2002. Vol. 44, № 1. P. 52–68.
5. Sazonov A. M., Silyanov S. A., Bayukov O. A., Knyazev Y.V., Zvyagina Y.A., Tishin P.A. Composition and Ligand Microstructure of Arsenopyrite from Gold Ore Deposits of the Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia) // *Minerals*. 2019. Vol. 9. № 12. 737.
 6. Tauson V. L. Contrasting Surficial Composition of Native Gold from Two Different Types of Gold Ore Deposits // *Minerals*. 2017. Vol. 7. P.142.
 7. Секисов А.Г., Лавров А.Ю., Шевченко Ю.С., Манзырев Д.В., Конарева Т.Г. Геотехнологии извлечения дисперсного и "тонкого" золота из техногенных минеральных образований Забайкальского края // *Вестник ЗабГУ*. 2012. 1, № 80. С. 34-42.
 8. Leaching of base gold-bearing ore with chloride-hypochlorite solutions Rasskazova A.V. // *IMPC 2018 - 29th International Mineral Processing Congress*. 2019. pp. 4093-4098.
 9. Патент № 2647961 Российская Федерация, МПК С1. Способ выщелачивания золота из упорных руд: № 2017120462: заявл. 09.06.2017: опубл. 21.03.2018 / Секисов А.Г., Рассказова А.В., заявитель и правообладатель ИГД ДВО РАН.

Сорокин А.П., Агеев О.А.

РЕДКИЕ, РАССЕЯННЫЕ И ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ПРОДУКТАХ
СГОРАНИЯ УГЛЕЙ РАЙЧИХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ПРИАМУРЬЕ, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск.

Райчихинское месторождение входит в состав группы широко распространенных бурых углей палеогенового возраста, расположенных на территории Зейско-Буреинского и Среднеамурского осадочных бассейнов. В первом из них они установлены в пределах Селемджинско-Ерковецкой и Архаринской угленосных площадей с известными Ерковецким и Архаро-Богучанским месторождениями и углепроявлениями. Изучение их металлоносности проводится авторами в течение последних двух десятилетий с помощью пилотных установок, позволяющих изучать микрокомпоненты в продуктах сгорания угля (ПСУ) [1, 2]. Наиболее усовершенствованная установка – Экспериментально-технологический комплекс ЭТК «Амур-М» дает возможность получать из угля, в процессе его сжигания, разделенных по удельному весу ПСУ (шлак, золу уноса, продукты мокрой очистки дымовых газов – шлам и техногенную воду) [3].

На ЭТК «Амур-М» было сожжено 200 кг Райчихинского угля зольностью 14.36 %, предварительно измельченного до фракции 10–25 мм, обозначение УР. В результате сжигания угля (УР) получены следующие ПСУ (кг): в шлаке – 26.7 (93 %), в том числе в ШР+10 – 9.5 (33.1 %), ШР-10 – 17.2 (59.9 %); в золе уноса в трех фракциях – 1.465 (5.1 %), в том числе: ЗР-1 – 0.87; ЗР-2 – 0.57; ЗР-3 – 0.025; в шламе – 0.47 (1.6 %), в том числе в Шл.ОР – 0.087; после фильтрации (Шл.ФР) – 0.383; осадке после выпаривания техногенной воды (ВТР) – 0.09 (0.3 %). Всего ПСУ – 28.725 кг. Полученные ПСУ исследовались в Инновационно-аналитическом центре Института тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) методом масс-спектрометрического анализа (ICP-MS) (таб.).

Результаты анализа указывают на неравномерное концентрирование микроком-

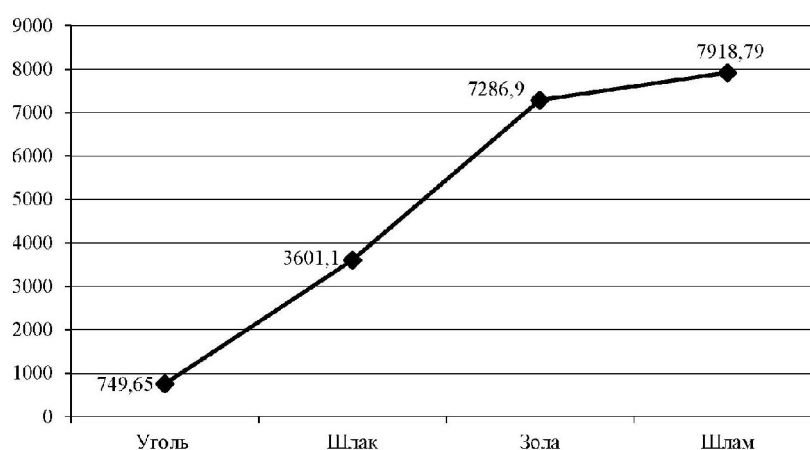


Рис. 1. Содержание микроэлементов в ПСУ (г/т)

Таблица. Содержание рассеянных, редких и цветных металлов в углях Райчихинского месторождения и продуктах его сгорания.

Элемент	Уголь (УР)	Продукты сгорания угля, г/т							
		ШР+10	ШР-10	ЗР-1	ЗР-2	ЗР-3	Шл.ОР	Шл.ФР	ВТР
<i>Содержание рассеянных редких металлов (РРМ)</i>									
Rb	18.64	132.60	38.03	30.82	31.80	16.98	9.46	24.62	6.84
Ga	12.15	37.90	27.95	36.45	38.80	19.94	23.33	41.21	1.41
Ge	3.42	2.69	8.89	19.13	20.99	28.27	23.27	40.10	4.09
Hf	1.42	5.00	4.97	7.30	7.21	2.66	1.35	5.22	0.20
V	40.02	92.17	72.70	99.48	93.69	43.73	38.51	87.54	3.72
Se	0.61	<0.001	1.04	2.22	6.44	15.94	42.41	51.14	1.40
∑	76.26	270.36	153.58	195.40	198.93	127.52	138.33	249.83	17.66
<i>Содержание тугоплавких редких металлов (ТРМ)</i>									
Cr	30.39	54.24	39.77	64.42	54.58	47.47	163.10	80.14	11.25
Zr	59.35	199.02	193.30	279.09	270.58	97.07	44.53	176.76	6.09
Nb	8.56	20.38	16.71	22.62	23.08	7.37	3.93	14.22	0.47
Mo	1.10	4.03	7.04	14.00	12.40	22.70	37.11	29.75	3.52
Ta	0.41	1.63	1.22	1.65	1.70	0.45	0.26	0.89	<0.001
W	0.91	4.32	6.60	6.52	7.32	11.93	5.70	8.77	5.70
∑	100.72	283.62	264.64	388.30	369.66	186.99	254.63	310.53	27.03
<i>Содержание радиоактивных редких элементов (РРЭ)</i>									
Th	5.48	18.34	21.30	33.33	32.59	12.00	10.17	25.49	0.75
U	1.50	4.94	5.98	9.21	8.88	3.72	2.67	5.88	1.96
∑	6.98	23.28	27.28	42.54	41.47	15.72	12.84	31.37	2.71
<i>Содержание тяжелых цветных металлов (ТЦМ)</i>									
Co	5.45	30.20	51.30	82.15	76.67	35.54	48.06	35.70	34.08
Ni	48.57	70.70	86.92	127.72	115.43	74.38	164.82	95.30	163.05
Cu	19.86	43.43	44.99	68.61	57.94	99.55	812.88	488.52	286.21
Zn	44.97	77.58	152.40	314.40	387.78	696.63	971.21	885.92	1891.96
Sn	1.85	2.67	3.54	6.55	9.03	11.38	27.26	32.89	0.36
Sb	0.30	0.65	2.97	8.61	7.72	19.62	46.92	45.27	0.57
Hg	0.04	0.24	0.42	0.48	0.46	0.79	0.71	0.69	0.39
Pb	14.53	8.38	174.55	714.32	596.21	2312.01	3694.80	2600.54	78.50
∑	135.57	233.85	517.09	1322.84	1251.24	3249.90	5766.66	4184.83	2455.12
<i>Содержание легких цветных металлов (ЛЦМ)</i>									
Li	6.40	23.17	20.54	27.22	28.65	10.64	5.12	17.98	6.18
Be	1.89	7.70	14.13	20.70	20.88	7.76	5.00	10.88	5.95
Sr	106.62	372.08	775.23	1293.48	1233.24	427.45	190.77	508.50	581.05
Cs	2.60	16.73	4.98	3.63	3.66	1.91	1.05	2.60	0.73
Ba	312.61	1413.45	2353.20	4080.89	4076.36	1624.46	987.64	2729.74	147.14
∑	430.12	1833.13	3168.08	5425.92	5362.79	2072.22	1189.58	3269.70	741.05
Итого:	749.65	2644.24	4130.67	7375.00	7224.09	5652.35	7362.04	8046.26	3243.57

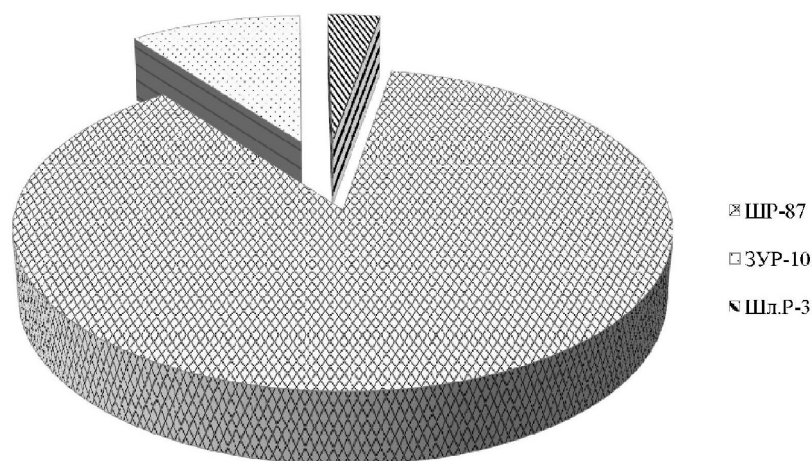


Рис. 2. Распределение микроэлементов в ПСУ (%)

понентов в шлаке, золе уноса и шламе. Наибольшие их содержания установлены в шламе фильтра очистки техногенной воды (Шл.ФР) (8046.26 г/т) и в первой секции золоуловителя (ЗР-1) (7375.00 г/т), наименьшее – в крупной фракции шлаков (ШР+10) (2644.24 г/т). Распределения их по средним значениям, пересчитанных в зависимости от процентных соотношений и в целом в ПСУ, приведены на рисунках 1 и 2.

Выводы

1. Анализ содержаний микрокомпонентов в шлаке, золе уноса и продуктах мокрой очистки дымовых газов позволяет выделить наиболее перспективные для переработки ПСУ – золу уноса и шлам. Их можно рассматривать как возможные продукты для извлечения РРМ и ЦМ.

2. Предложенная технология очистки дымовых газов с концентрацией микроэлементов решает и экологическую задачу – уменьшение вредных выбросов в атмосферу.

Литература

1. Сорокин А.П., Конюшок А.А., Кузьминых В.М., Артеменко Т.В., Попов А.А. Распределение кайнозойских металлоносных угленосных месторождений в Зейско-Буреинском осадочном бассейне (Восточная Сибирь): тектоническая реконструкция и палеогеографический анализ // Геотектоника. 2019. № 2. С. 33–45.
2. Сорокин А.П., Чантурия В.А., Агеев О.А., Дугин С.В. Морфологические характеристики благородных металлов в продуктах сгорания углей Архаро-Богучанского месторождения (Приамурье) // Химия твердого топлива. 2020. № 4. С. 8–20.
3. Пат. RU 2699642 С1. Устройство для получения разделенных продуктов сгорания углей / А.П. Сорокин, О.А. Агеев // Оpubл. В БИ. 2019. № 25.

Степанов В.А.¹, Мельников А.В.²

ИСТОРИЧЕСКИ СЛОЖИВШИЕСЯ ЦЕНТРЫ РУДНОЙ ЗОЛОТОДОБЫЧИ
ПРИАМУРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

¹Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский

²Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

В Приамурской провинции начиная с конца XIX века выявлено более 40 золото-рудных месторождений. Но далеко не все из них эксплуатировались. В существенных количествах (более 0.5 т) добыча золота производилась из 24 месторождений (табл.). По количеству добытого золота их можно разделить на мелкие (добыто от 0.5 до 10 т золота), средние (10–50 т) и крупные (больше 50 т). Из них два - Покровское и Пионер отнесены к крупным, шесть – Березитовое, Токур, Маломыр, Желтунак, Анатольевское, и Албын к средним, остальные к мелким. Крупные месторождения являются представителями золото-сульфидно-кварцевой (Пионер) и золото-серебряной (Покровское) формаций. Средние отнесены к золото-полиметаллической (Березитовое), золото-кварцевой (Токур, Албын), золото-сульфидной (Маломыр), золото-серебряной (Желтунак) и золото-сульфидно-кварцевой (Анатольевское) формациям. Большинство мелких месторождений принадлежит золото-кварцевой формации (Харга, Успенское, Золотая Гора, Сагур, Унгличкан, Одолго, Кварцитовое, Соловьевское), другие отнесены к золото-серебряной (Буринда, Базовое, Катрин) и золото-сульфидно-кварцевой (Ворошиловское, Ясное, Бамское, Александра) формациям.

Месторождения с существенной добычей золота сосредоточены, главным образом, в центральной, приамериканской части провинции. Они образуют три ареала или исторически сложившихся центра рудной золотодобычи – западный, юго-западный и восточный. Исключение представляет расположенное в северной части провинции месторождение Бамское.

Западный центр располагается на южной окраине Алдано-Станового геоблока на сочленении Северо-Тукурингского и Желтулакского разломов. По уровню золотодобычи в западном центре выделяется среднее по добыче золота Березитовое золото-полиметаллическое месторождение, остальные мелкие. Добыча золота в этом центре началась в далеком 1890 г. (месторождение Кировское) и продолжается в настоящее время (месторождения Березитовое, Соловьевское). Всего из них добыто 52.7 т золота. Добыча россыпного золота оценивается в 320.4 т. Отношение добычи россыпного золота к рудному равно 6:1.

Юго-западный центр приурочен к северной окраине Амурского геоблока и располагается в основном к Гонжинском выступе фундамента. Добыча золота в этом центре началась в 1993 г. и производилась на 8 месторождениях: Пионер, Покровское, Александра, Анатольевское, Желтунак, Базовое, Катрин и Буринда. Из них самые продуктивные – месторождение Пионер золото-сульфидно-кварцевой формации и Покровское золото-серебряной. Всего из этого центра добыто 183.0 т рудного золота. Из россыпей добыто гораздо меньше золота (33.2 т). Отношение россыпного золота к рудному близко к 0.2.

Восточный центр золотодобычи находится в пределах восточного фланга Монголо-Охотского геоблока и тяготеет к субширотному разлому, оперяющему Южно-Тукурингский региональный разлом. В нем находится три средних по добыче месторождения

Таблица. Золоторудные месторождения Приамурья с существенной (> 0,5 т) добычей золота.

№ п/п	Месторождение	Год открытия	Годы освоения	Количество добытого золота, т	Тип рудных тел	Среднее содержание Au, г/т
Ранний этап						
1	Кировское	1884	1890–1917, 1932–1962	9.7	Жильный	8.5
2	Харга	1901	1924–1955	5.3	Жильный	9.0–27.0
3	Успенское	1916	1917–1931	1.0	Минерализованная зона	12.0
4	Золотая Гора	1917	1917–1922	2.0	Жильный	От 7.1 г/т до 5–10 кг/т
5	Сагур	1924	1947–1956	3.1	Жильный	16.4
6	Ворошиловское	1927	1928–1949	2.66	Жильный	14.0
7	Унгличкан	1930	1936–1944, 2014–2015	0.6	Кварцево-жильная зона	18.0
Средний этап						
8	Березитовое	1932	2007–2020	34.3	Минерализованная зона	3.0
9	Токурское	1939	1940–1999, 2010–2012	34.1	Жильный	14.2–17.6
10	Албын	1941–1942	2012–2020	41.1	Залежь метасоматитов	2.62
11	Ясное	1951	1953–1957	0.5	Жильный	31.4
12	Одолго	1959	2007–2009	0.5	Залежь метасоматитов	2.5–10.0
13	Маломыр	1966	2010–2020	32.2	Минерализованная зона	2.3
14	Кварцитовое	1966	2014–2020	6.9	Минерализованная зона	2.4
Поздний этап						
15	Желтунак	1973	2015–2018	10.3	Минерализованная зона	1.2–104
16	Покровское	1974	1993, 1999–2020	65.4	Минерализованная зона	4.4
17	Буринда	1975	2013–2015	0.73	Минерализованная зона	9.4
18	Пионер	1978	2008–2020	83.5	Минерализованная зона	1.6
19	Анатолевское	1978	2012–2014	13.2	Прожилковая зона	3.6
20	Бамское	1980	2000–2001	0.51	Минерализованная зона	4.1
21	Базовое	1984	2014–2018	6.0	Плащеобразный штокверк	0.9
Современный этап						
22	Александра	2013	2014–2018	3.1	Минерализованная зона	1.47
23	Соловьевское	2014	2015–2020	5.2	Минерализованная зона	3.7
24	Катрин	2016	2018	0.8	Прожилковая зона	До 9.66

– Маломыр золото-сульфидной формации, Токур и Албын золото-кварцевой и шесть мелких - Харга, Сагур, Ворошиловское, Унгличикан, Кварцитовое и Ясное. Общая добыча рудного золота начиная с 1901 г. (месторождение Харга) составила 126.46 т. Из россыпей. добыто несколько больше золота (169.6 т). Отношение россыпного золота к рудному составляет 1.3.

Предполагается, что исторически сложившиеся центры золотодобычи и в дальнейшем будут играть роль основных поставщиков рудного золота. Судя по общей добыче рудного золота и соотношению производства россыпного и рудного золота наиболее перспективными из них в ближайшие годы будут юго-западный и восточный центры.

Черепанов А.А.**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ, БЛАГОРОДНЫЕ И РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ В РУДАХ
АЛГАМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦИРКОНИЯ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Алгаминское рудопроявление циркония расположено в восточной части Сибирской платформы в зоне её сочленения с Юдомо-Майским перикратонным прогибом в пределах Ингилийского поднятия, образованного одноименной интрузией. Ингилийский массив ультраосновной щелочной с карбонатитами слагает ядерную часть крупной купольной структуры диапирового типа и приурочен к краевой части кратонизированного блока земной коры (Сибирская платформа). Возраст массива рифей [1]. Алгаминское рудопроявление расположено на северном склоне Ингилийского массива в 15 км от его центральной части. Площадь участка сложена терригенно-карбонатными породами верхней подсвиты юдомской свиты венда, представленных мраморизованными доломитами с многочисленными термокарстовыми полостями, заполненными рыхлым обломочным и песчано-глинистым материалом (инфлювием). Рудные залежи проявления приурочены к зонам интенсивного карстообразования. Мощность карстовых отложений изменяется от первых сантиметров до 28 м. В разрезе карстовые полости имеют линзовидную, пластообразную форму и встречаются на различных гипсометрических уровнях – от 560 до 620 м. Руда в естественном залегании представлена брекчиями дезинтегрированных карбонатных пород на бадделеит-глинистом цементе. Содержание ZrO_2 от 0.9 % до 55 %. Кроме кальцита, доломита, кварца, бадделеита, циркона в руде в качестве примесей (до 1 %) установлены: апатит, шеелит, магнетит, хромит, пироклор, гематит, фосфат редких земель. Рудные залежи характеризуются повышенной радиоактивностью пород.

Породы юдомской свиты также секутся средне-верхнедевонскими дайками диабазов, габбро-диабазов субмеридиональной и северо-восточной ориентировки мощностью до 30–60 м и протяженностью от 0.5 км до 3–5 км, реже больше.

Рудообразованию на месторождении, по мнению [2], предшествовало мощное выветривание в предюдомское время, приведшее к накоплению древней коры выветривания на магматитах Ингилийской интрузии. В этот и последующие периоды выветривания происходила глубокая химическая переработка материала, его измельчение до дисперсных размеров. Во время палеозойской активизации, приведшей к внедрению даек диабазов происходило термокарстовое выщелачивание и заполнение пустот материалом гипергенного выветривания магматитов Ингилийской интрузии. Процесс был многостадийный. Начинаясь с отложения кристаллического кварца, цементирующего брекчии доломитов и покрывающие полости карста при температурах 180–80°C. Непосредственно на кварц отлагались почти мономинеральные корочки кристаллов бадделеита и циркона. В последующем поступал неоднородный по составу коллоидно-суспензионный материал, заполнивший карстовые пустоты.

В 2014–16 гг. разведочные работы на месторождении проводило АО «Сосновгео» совместно с ОАО «Дальгеофизика». Последние, с целью получения дополнительных данных по вещественному составу руд и, особо, распространению в них редкоземельных элементов (РЗЭ), передали в ИТиГ ДВО РАН для изучения коллекцию проб, образцов руды и пробы гравитационного концентрата. Пробы изучены методами РФА, ICP-MS, электронной микроскопии с определением концентрации редкоземельных, редких и

благородных металлов и форм их нахождения. Также изучены отдельные разновидности апатитоносных пород Ингилийского массива. Минералы циркония и его распространение в рудах детально освещены в работе [3] и нами не изучались.

В породах Ингилийского массива предшествующими работами были установлены апатитоносные пироксениты, содержащие до 2.5 кг/т редкоземельных элементов (РЗЭ), а в монофракции апатита до 11.05 кг/т РЗЭ. С этими же породами связаны повышенные содержания циркона, золота, платины. В карбонатитах массива [1] содержание РЗЭ достигало 4 кг/т. Сами карбонатиты обогащены пирохлором, ортитом, цирконом, сфеном, обладают повышенной радиоактивностью урановой и ториевой природы. В изученных нами образцах содержание РЗЭ до 1540 г/т. Представлены РЗЭ мелкими включениями собственных минералов типа паризита и ксенотима. Часть РЗЭ (особенно церий) в виде изоморфной примеси входит в состав апатита и других породообразующих минералов. По составу преобладают РЗЭ ряда La-Nd с преобладанием Ce. Содержание тяжелых РЗЭ не высокое. На спайдер-диаграммах распределения РЗЭ небольшая положительная аномалия Eu. Во всех образцах повышенные содержания Zr, Nb, Sr, Ba, спорадически отмечаются Th, Pd, Pt, Au (до 16.9 г/т). Для даек диабазов девона установлен почти аналогичный тип спайдер-диаграмм РЗЭ, но содержание не высокое до 210 г/т с преобладанием легких и средних РЗЭ с небольшой положительной аномалией Gd.

Вмещающие оруденение доломиты юдомской свиты отлагались при трансгрессии мелководного моря на пенепленизированную поверхность более древних пород. Терригенный материал поступал из коры выветривания пород Ингилийского массива. В составе доломитов установлены мелкие зерна бадделеита с примесью Hf и W, отмечены зерна пирита, апатита, платины, золота (до 0.24 г/т). Содержание РЗЭ незначительное, а спайдер-диаграмма имеет черты сходства с таковой пироксенитов Ингилийского массива. Преобладают РЗЭ средней группы и Y при низком значении Yb и Lu, слабой отрицательной аномалии Ce и Pr и положительной Eu и Gd.

Инфлювий карстовых пустот с низким содержанием Zr содержит РЗЭ+Y до 23 г/т с преобладанием средних РЗЭ и Y. На диаграммах характерна слабая отрицательная аномалия Ce и слабо положительная Eu и Gd при низких значениях Tb, Yb, Lu. Содержание платиноидов не высокое (до 0.04 г/т), золота 0.24–1.8 г/т.

Рудный инфлювий с промышленным содержанием Zr содержит РЗЭ+Y от 20 до 250 г/т. Преобладают средние РЗЭ и Y при минимальном содержании тяжелых. На диаграммах отрицательная аномалия Ce и небольшая положительная аномалия Gd и Dy. Содержание Hf, Nb, W, U выше чем во вмещающих доломитах и безрудном инфлювии. Спорадически отмечается Pt и Pd до 1.06 г/т, золото в среднем до 0.038 г/т. В пробах гравитационного концентрата РЗЭ+Y от 352 до 455 г/т. На диаграммах распределения РЗЭ резко отрицательная аномалия Ce, указывающая на поступление материала из кор выветривания [4]. Характерны более высокие содержания Sc, Co, Ni, Sr, Nb, W, Th, U по сравнению с рядовой рудой.

Карбонатиты и апатитоносные пироксениты Ингилийского массива содержат проявления с промышленной Ta-Nb, La, Ce, Sr, Th, U, платиноидным и апатитовым оруденением. Эти же элементы и составили основную массу редкометалльных примесей в рудах Алгаминского месторождения циркония. Гафний изоморфно замещает Zr, то же относительно W, U, Y, Th, – которые входят в состав циркониевых минералов месторождения. Источником платиноидов и золота в рудах и вмещающих доломитах также являются породы массива, в которых известны проявления этих металлов.

Промышленные (более 400 г/т) содержания по сумме РЗЭ имеют карбонатиты и апатитоносные пироксениты Ингилийского массива. В пределах же Алгаминского месторождения близки к минимально промышленным гравитационные концентраты. В рудах и вмещающих породах сумма РЗЭ не превышает 200–300 г/т. Но, следует отметить, что РЗЭ в руды привнесены из коры выветривания пород Ингилийского массива. Перенос материала осуществлялся в тонкодисперсном и коллоидном состоянии. Рост концентраций РЗЭ в коре выветривания обеспечивался за счет перераспределения элементов и выноса легких РЗЭ [12]. На площади Ингилийского массива и в его окрестностях необходимо провести поиск мест возможного захоронения коры выветривания, обогащенной РЗЭ и другими редкими металлами. Примером служит месторождение Томтор (Якутия), где в условиях жаркого и влажного климата прошел процесс длительного (рифей-карбон) формирования коры выветривания по силикатным породам. При последующем размыве и переносе обогащенных осадков во впадины на просевшей коре выветривания по карбонатитам произошло гидрохимическое осаждение РЗЭ с образованием осадков с высоким содержанием РЗЭ (до 12 %) [5]. Процесс образования коры выветривания и её обогащения РЗЭ происходил и на Ингилийском массиве. Правда здесь больше произошло обогащение продуктов выветривания цирконием. Областью фиксации вещества могут быть структурно благоприятные участки, находящиеся как в пределах массива, так и удаленные на много километров от массива. Об этом свидетельствуют гидрохимические аномалии La севернее Алгаминского рудопроявления. Необходимо проверить на возможное наличие погребенного материала коры выветривания вдоль даек диабазов. Там, из-за положительных форм рельефа даек, вдоль них возможно отложение перенесенного материала.

Литература

1. Багдасаров Ю.А. Ингилийско-Алгаминский узел Восточного Алдана // Отечественная геология, 1994, № 1, С. 18–28.
2. Буряк В.А., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н. и др. Новый геолого-промышленный тип циркониевого оруденения (условия образования, перспективы использования). Хабаровск, 1999, 216 с.
3. Левченко Е.Н., Ожогина Е.Г. Минералогия бадделит-циркониевых руд Алгаминского месторождения // Разведка и охрана недр, 2016, №3, С. 43–47.
4. Тейлор С. Р. Мак-Лениан С. М. Континентальная кора: её состав и эволюция; // М. Мир, 1988, 384 с.
5. Толстов А.В., Коноплев А.Д., Кузьмин В.И. Особенности формирования уникального редкометалльного месторождения Томтор и оценка перспектив его освоения // Разведка и охрана недр. 2011, № 6, с. 20–26.

Черепанов А.А., Бердников Н.В.

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В АРГИЛЛИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТАХ
ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (НОВЫЕ ДАННЫЕ)**

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

Потенциально перспективные проявления редкоземельной минерализации обнаружены и предварительно изучены в Вознесенском и Синегорском рудных районах южной части Приморского края. Они локализованы в деформированных новейшей тектоникой и проработанных аргиллизитовым метасоматозом породах фундамента и обрамления угленосных впадин, вмещающих Павловское, Раковское, Ретиховское и Ванчинское месторождения углей. Изучались в 2004–11 гг. сотрудниками Приморгеологии, ИГЕМ, ДВГИ. На ряде проявлений подсчитаны ресурсы РЗЭ+У. Они не большие и не превышают 0.5 тыс. т. При этом открыто и изучено Абрамовское проявление с высоким содержанием (до 11.8 %) суммы РЗЭ [3]. В последующем были выявлены новые проявления, вскрытые придорожными карьерами и приуроченные к южной части Ханкайского массива (территория Вознесенского и Синегорского рудных районов), которые изучены нами.

Здесь известны уран-редкометалльно-редкоземельные проявления каледонского возраста. Они распространены в пределах Вознесенской и Куйбышевской интрузивно-купольных структур, сформированных силурийскими лейкогранитами, специализированными на широкий спектр элементов (РЗЭ+У, U, Th, Ta, Nb и др.) [1, 2]. Выявлены также многочисленные проявления плейстоценового уран-редкоземельного оруденения [2]. В пределах изученной территории нами опробовано 5 проявлений с редкоземельной минерализацией, представленных зонами интенсивной аргиллизации, наложенных на выветрелые граниты. Проявления контролируются малоамплитудными разрывными дислокациями, наложенными на кору выветривания гранитов. Разрывы инициируют развитие в выветрелых гранитах и секущих их базитовых дайках наложенных зон интенсивной аргиллизации. Большинство таких зон крутонаклонные (60–80°), их мощность варьирует от первых десятков сантиметров до 12 м, протяженность достигает 200 м. С глубиной мощность зон уменьшается вплоть до выклинивания, к поверхности происходит их ветвление, изменение простирания и углов падения вплоть до горизонтальных. В осевой части зон фиксируются трещины с зеркалами и бороздами скольжения, от оси к периферии зон интенсивность аргиллизации снижается. В пределах зон полевой шпат гранитов частично или полностью замещается белой или фисташково-зеленой гидрослюдой, которая вдоль осевых трещин нередко образует практически мономинеральные скопления мощностью 5–10 см, что обеспечивает их зеленоватую окраску. На удалении замещение полевого шпата частичное, по периферии зерен. При опробовании выделены зоны выветрелых гранитов с частичной заменой полевых шпатов гидрослюдами и зоны интенсивной аргиллизации, часто со сплошным развитием гидрослюд. Средние содержания РЗЭ+У по проявлениям и зонам приведены в таблице.

Основная масса РЗЭ связана с гидрослюдами. В анализируемых пробах визуально были отобраны навески, обогащенные гидрослюдой. Содержание РЗЭ+У в рядовых пробах из выветрелых гранитов колебалось от 180 до 370 г/т, а в навесках обогащенных гидрослюдой до 2590–3700 г/т, т.е. практически десятикратное увеличение.

РЗЭ присутствуют в рассматриваемых рудах в виде собственных минералов. Они

Таблица. Средние содержания РЗЭ+Y (г/т) в изученных проявлениях

Элемент	Вассиановское		Григорьевское		Дальзаводское		Благодат- ненское	Михай- ловское
	1 (3)	2 (5)	3 (5)	4 (2)	5 (5)	6 (2)	7 (4)	8 (3)
La	44.13	52.87	30.62	342.35	31.17	281.32	39.37	33.57
Ce	72.07	138.44	64.79	588.23	39.52	322.38	75.84	66.12
Pr	8.58	10.52	7.65	79.46	7.93	69.81	9.66	8.33
Nd	25.62	32.59	26.33	287.40	30.22	267.72	35.78	27.76
Sm	5.81	7.74	5.41	58.21	6.37	53.05	6.79	6.11
Eu	0.06	0.13	0.25	3.61	0.79	5.27	0.62	0.15
Gd	6.72	9.85	6.00	63.26	7.05	52.34	7.13	6.99
Tb	1.31	2.01	0.92	8.88	1.09	6.97	0.97	1.11
Dy	8.68	15.17	5.42	44.51	6.27	32.57	5.00	6.74
Ho	2.19	3.54	1.13	8.26	1.32	5.68	1.03	1.41
Er	7.58	12.63	3.55	22.20	3.91	14.52	3.05	4.51
Tm	1.34	2.24	0.57	2.90	0.60	1.80	0.43	0.72
Yb	8.33	15.88	3.87	17.61	3.94	10.74	2.79	4.96
Lu	1.37	2.23	0.59	2.62	0.62	1.56	0.42	0.74
Y	61.41	94.09	29.22	234.81	38.50	146.04	27.60	37.36
РЗЭ+Y	255.21	399.92	186.32	1764.31	179.29	1271.76	216.48	206.60

Примечание. 1, 3, 5, 7, 8 – выветрелые граниты; 2, 4, 6 – пробы из зон интенсивной аргиллизации. Цифры в скобках – количество проб.

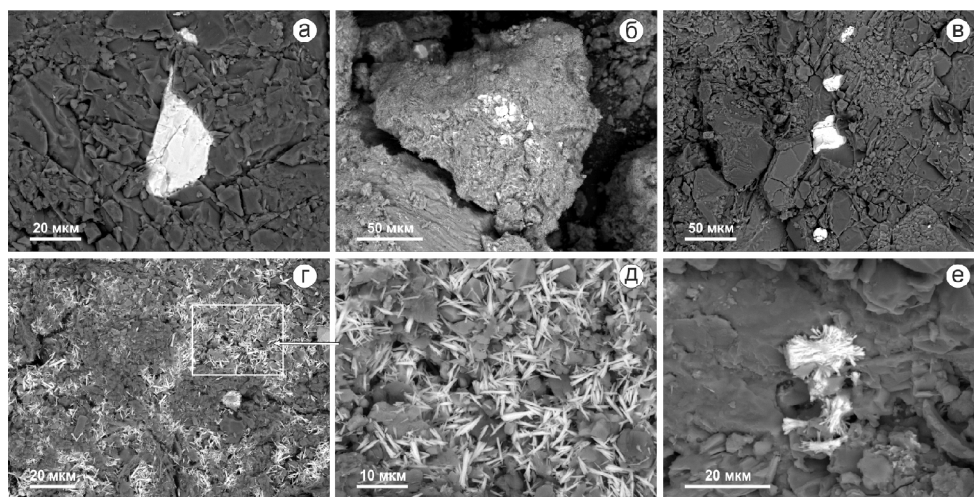


Рис. Формы зерен и агрегатов РЗЭ: а – относительно крупная пластинка; б – агрегаты и зерна; в – зерна вдоль микротрещины; г, д – игольчатые кристаллы; е – удлиненные новообразования на крупном зерне РЗЭ.

в виде мелких зерен и агрегатов пропитывают массу породы, образуют отдельные скопления в межзерновом пространстве, иногда в виде цепочки отдельных зерен вдоль микротрещин, реже в виде пластинок, удлиненных кристаллов на пластинах гидростлюды. Местами отмечается рост нитевидных и удлиненных новообразований РЗЭ на

более крупных зерна. Размеры зерен первые мкм, редко до 40–50 мкм (пластинки). Это сорбционные образования, обусловленная сорбцией гидрослюдами РЗЭ из гидрогенных растворов.

Формирование РЗЭ-минерализации связывается с заключительной низкотемпературной стадией функционирования длительно развивающихся приповерхностных систем, продуцированных базитовым вулканизмом [2]. Предполагается генетическая связь редкоземельной минерализации с проявлениями урана Синегорского урановорудного района. Проявился ремобилизационный перенос металлов из герцинических проявлений с барьерным осаждением в приповерхностных условиях в системах трещинно-инфильтрационного и палеодолинного типа [2]. Растворы, поступающие из глубин, гидрогенные, углекислые, газонасыщенные, с температурой 130–150°C [3]. Они связаны с приповерхностными водами обрамления впадин. Их проникновение сопровождалось интенсивной гидрослюдизацией и аргиллизацией вмещающих гранитов и даек базитов. Образовавшиеся гидрослюды и глинистые минералы, обладая активной поверхностью, высаживались из раствора РЗЭ путем сорбции.

Ионно-сорбционная и карбонатная формы нахождения в рудах РЗЭ+У в совокупности с глинистым составом большей части руд позволяет использовать при обогащении методы кучного выщелачивания дешевыми и малотоксичными солевыми и солянокислыми растворами [4]. Отсутствие вредных примесей, низкие содержания радиоактивных элементов и малозатратная технология обогащения позволяет рассматривать их в качестве перспективного сырья для получения иттрий-редкоземельного концентрата.

Литература

1. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кирилов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. ИТиГ ДВО РАН, М, Наука, 2006. 372 с.
2. Коковкин А.А. Эоцен-голоценовая эволюция Синегорской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Региональная геология и металлогения, 2014. № 59. с. 80–88.
3. Середин В.В. Au-PGE минерализация на территории Павловского буроугольного месторождения // Геология рудных месторождений, 2004. Т.46, № 1. С. 43–73.
4. Черепанов А.А. Оценка возможности применения технологии переработки «ионных» руд для извлечения редкоземельных элементов из пород Дальнего Востока // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. X Косыгинские чтения: Материалы Всерос. конф. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2019. С. 236–239.

Шахнович Я.С.¹, Кириллов В.Е.²**ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОНИ-МУЛИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА
(ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)**¹АО «Дальневосточное ПГО», г. Хабаровск²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Пони-Мулинский рудный узел (ПМРУ) расположен на правом берегу р. Гур, правого притока р. Амур, в Комсомольском районе Хабаровского края. Площадь узла изучалась ГС-200 [1], заверочными поисковыми работами на золото (Тухас, 1974 г.; Эйриш, 1991 г.), тематическими исследованиями (ВСЕГЕИ). В настоящее время на ней проводятся поисковые и оценочные работы ФГУП «Дальгеофизика» и АО «РМК».

Геологическое строение. В геолого-структурном плане узел приурочен к Приамурской подзоне Западно-Сихотэ-Алиньской структурно-формационной зоны (СФЗ), к перивулканической области Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, к тыловогнутой зоне малых порфировых интрузий и принадлежит Журавлевско-Амурскому раннемеловому террейну – турбидитовому осадочному бассейну границы континент – океан [3, 4].

Рассматриваемая площадь сложена преимущественно терригенными образованиями горнопротокской свиты апт-альбского возраста, в меньшей мере покровами кислых вулканитов сенон-датского возраста и базальтами острогорского комплекса неогенового возраста. Стратифицированные образования прорваны интрузиями разного состава (рис.).

Породы свиты смяты в разномасштабные складки с углами падения крыльев 50–70°. Отмечается погружение толщ в С-З направлении при их С-В простирании.

Интрузивные образования относятся к нижнеамурскому комплексу K_2 и слагают ряд небольших (до 12 км²) интрузивов и штоков габбро-монцодиоритовой формации. Интрузии характеризуются крутыми контактами и сопровождаются свитой даек диоритовых порфиритов, спессартитов, гранит-порфиров и ореолами ороговикования шириной до 0.5–1 км. Возможно, они представляют апикальные выступы более крупной интрузии, о чем свидетельствует фиксирующийся на площади максимум гравиметрической аномалии. Возраст монцонитоидов Болжинского и Ходжарского интрузивов определен в 90 и 100 млн лет (К-Аг метод), дайки монцодиоритов в Ю-З части Понийского рудного поля 93.3 млн лет (U-Pb метод) [1, 4].

Петрографический состав интрузий фациально неоднороден. В строении Наулинского, Гоко, Мулинского, Ходжарского, Тудурского штоков участвуют монцодиориты (преобладают), диориты, монцониты, габбро-диориты, габбро-монцогаббро, кварцевые диориты, гранодиориты, имеющие между собой постепенные переходы [4]. Породы комплекса принадлежат к известково-щелочной серии. Неизменные породы характеризуются положительной европиевой аномалией [5].

Интрузивный магматизм на площади проявился в три фазы. К породам первой фазы относятся диориты, монцониты, монцодиориты и монцогаббро, слагающие большую часть площади основных интрузивных штоков. Второй фазе принадлежат кварцевые диориты, гранодиориты и кварцевые диорит-порфириты (небольшие штоки, дайковые тела). Третья фаза представлена ограниченно (гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры).

Тектоника. С востока Пони-Мулинский узел ограничивается Центрально-Сихотэ-Алинским структурным швом, с запада Понгданским надвигом. Большинство других протяжённых разрывов, в том числе магма- и рудоконтролирующий Понийский разлом,

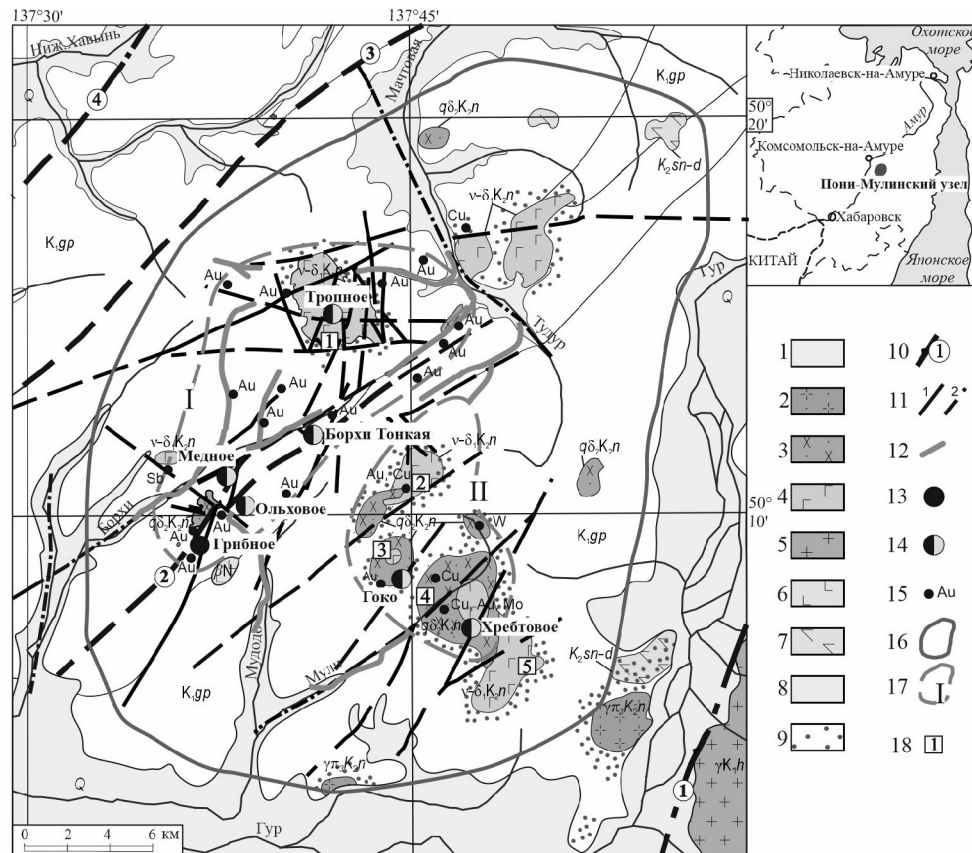


Рис. Схема геологического строения Пони-Мулинского рудного узла (по Фрейдину, 1961; Васькину, 2007 и др.) 1 – аллювиальные отложения (Q); 2–4 нижнеамурский интрузивный комплекс: 2 – третья фаза: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры ($\Upsilon\lambda_3 K_2 n$); 3 – вторая фаза: кварцевые диориты, грано-диориты ($q\delta_2 K_2 n$); 4 – первая фаза: монцодиориты, диориты, габбро-диориты ($v-\delta_1 K_2 n$); 5 – хун-гарийский интрузивный комплекс, граниты ($\Upsilon K_1 h$); 6 – острогорский комплекс, базальты (βN); 7 – нерасчлененные риолиты и их туфы, андезиты и их туфы сенон-датского возраста ($K_2 sn-d$); 8 – горнопротокская свита (песчаники, алевролиты, конгломераты ($K_1 gr$); 9 – ороговикование; 10 – главные разломы: 1 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 2 – Понийский, 3 – Мачтовый, 4 – Пондганский; 11 – второстепенные разломы: 1 – предполагаемые; 2 – скрытые под аллювием; 12 – россыпи золота; 13 – рудопроявления золота; 14 – золото-меднопорфировые рудопроявления; 15 – пункты минерализации; 16 – контур Пони-Мулинского рудного узла (РУ); 17 – контуры рудных полей: I – Понийское, II – Ходжарское; 18 – интрузивные массивы: 1 – Тропный; 2 – Ходжарский; 3 – Гоко; 4 – Мулинский; 5 – Наулинский.

имеют С-В простирание, соответствующее общему структурному плану Западно-Сихотэ-Алинской СФЗ. Участки пересечений С-В и С-З разрывов определили положение интрузивных массивов [3].

Металлогения. Металлогенически, ПМРУ принадлежит Сихотэ-Алинской минералогической провинции, ее Нижнеамурской зоне с Ag-Mo, Cu, W, Au специализацией (Емельянов, Мартынюк, 1994 г.). ПМРУ характеризуется медно-порфировым и золотым оруденением. Суммарные прогнозные ресурсы для узла составляют 1.7 млн т меди и более 210 т золота (Чернявский, 2015 г.; Кузнецов, 2020 г.). В пределах узла выделено 2 рудных

поля – Понийское в его западной части (рудопоявления Медное, Грибное, Борхи Тонкая, Ольховое) и Ходжарское в восточной (Гоко и Хребтовое, рис.).

Золотое оруденение (Грибное, Борхи Тонкая) связано с малыми интрузиями, приурочено к их эндо-и экзоконтактам и контролируется крутопадающими С-В и оперяющими их субмеридиональными разрывными нарушениями. Протяженность минерализованных золотоносных зон достигают 1.8 км, мощность – 1–12 метров. Околорудные изменения относятся к березитам кварц-серицитового, с карбонатами и альбитом состава. Наиболее значительные содержания Au (1–19.7 г/т) и Ag (1–10.7 г/т) приурочены к прожилкам кварца, образующими линейно-сетчатые штокверки в березитах. Оруденение отнесено к золото-кварцевый убого сульфидной рудной формации.

Аномальные концентрации меди (0.2–3 %) приурочены к кварцевым метасоматитам эндоконтактной зоны монцодиоритов и минерализованным дайкам диоритовых порфириров (рудопоявления Медное, Ольховое Понийского РП, рудопоявления Гоко, Хребтовое Ходжарского РП). Протяженность минерализованных золотоносных зон до 1 км, мощности 13–130 метров. Медное, с золотом (0.1–0.9 г/т) оруденение связано с сульфидной (халькопирит, борнит) минерализацией. В рудах отмечаются повышенные концентрации Pb, Bi, As и Mo. Оруденение принадлежит к золото-меднопорфировый формации.

Вулканы сенон-датского возраста формировались в пострудный этап, не несут оруденения, а их жерловые фации на рудопоявлении Хребтовом являются секущими по отношению к минерализованным зонам.

Выводы

Приамурская подзона Западно-Сихотэ-Алиньской СФЗ вмещает золото-меднопорфировое оруденение (Тырский, Болоньский, Пони-Мулинский рудные узлы) и рассматривается как перспективная на выявление новых рудных объектов этого типа [3].

Оруденение ПМРУ характеризуется рядом общих геологических и минерагенических особенностей с известным крупным месторождением Малмыж Болоньского РУ (связь с малыми порфировыми интрузиями К₂ возраста; контроль интрузий и оруденения С-В системой разломов; березитовый тип околорудных изменений; одно-типная геохимическая специализация с Pb, Bi, As и Ag; средние содержания Cu около 0.4–1.5 % [2, 3]), что делает актуальным продолжение его изучения для выявления масштабных рудных объектов золото-меднопорфирового типа.

Литература

1. Абрамсон Б.Я., Богуславский И.С., Николаева Т.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист М-54-ХVIII. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 78 с.
2. Буханова Д.С. Минералого-геохимические особенности Малмыжского золото-медно-порфирового месторождения, Хабаровский край. Автореф. дис. на соискание уч. степени к. г.-м. н. Петропавловск-Камчатский, 2020. 26 с.
3. Петров О.В., Киселёв Е.А., Шпикерман В.И. и др. Прогноз размещения месторождений золото-меднопорфирового типа в вулcano-плутонических поясах восточных районов России по результатам работ составления листов Госгеолкарты-1000/3 // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80. С. 50–73.
4. Петров О.В., Ханчук А.В., Иванов В.В. и др. U-Pb SIMS геохронология рудоносных магматических пород золото-медно-порфировых проявлений Малмыжского и Понийского рудных полей (Нижнее Приамурье) // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 41–56.
5. Шумилин Д.А., Артемова О.А., Васюков В.Е., Кочетова К.Н. Геологическое строение, магматизм и минерализация Среднеамурского золото-меднопорфирового рудного района. В кн.: «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче». М.: Изд-во ЦНИГРИ, 2020. С. 219–221.

**Шевырев С.Л.^{1,2}, Emmanuel John M. Carranza³, Анциферова Г.А.⁴,
Шевырева М.Ж.²**

**ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ДЗЗ ДЛЯ ПРОГНОЗА
БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАЛЕСЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ**

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток

³Discipline of Geological Sciences, University of KwaZulu-Natal, Westville Campus, Durban,
South Africa

⁴Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Территории Дальнего Востока России обладают крупным благороднометалльным потенциалом, включая коренные и россыпные месторождения как золотосеребряные, так и элементов платиновой группы (ЭПГ). Как показано в известных обобщающих и исследовательских работах [1–5], пространственное распределение оруденения связано с региональными особенностями корово-мантийного строения и взаимодействия: процессов субдукции и плитного скольжения, а также суперпозиции стагнированного мантийного слэба и горячего Северо-Азиатского суперплюма на территории юга Дальнего Востока России, Северо-Восточного Китая и Монголии.

Показано [2, 3], что слэб, стагнированный в транзитной зоне мантии, играет роль экрана для плюмовых потоков, в результате чего крупнейшие золоторудные районы (Балейский, Алданский, Цзяодунский), а также крупные рудно-россыпные узлы ЭПГ и рудоносные мафит-ультрамафитовые плутоны (Кондер, Феклистов, Инагли и другие), располагаются в краевой зоне его проекции. Благороднометалльные Au-Ag объекты, располагающиеся внутри проекции слэба, обладают существенно меньшими ресурсами [2, 5]. Территориально эти рудопроявления связаны с разломами глобального, регионального и локального значения. Проницаемость стагнированного слэба внутри его ареала, предположительно, обеспечивается нарушением слэба, связанного, в том числе, с его палеотрансформными разломами [2].

Проблема прогноза и поисков небольших рудных объектов на территории Дальнего Востока России осложняется климатическим и инфраструктурным факторами. Труднодоступность территории и существенный объем инвестиций, необходимых для постановки прогнозно-поисковых работ, обуславливает привлекательность технологий дистанционного зондирования Земли для выделения наиболее перспективных участков. Однако, наличие и высокая плотность растительного покрова затушевывает наблюдаемые на дистанционной основе спектральные характеристики минерального грунта, затрудняя изучение их вещественного состава. Преодоление влияния растительности возможно использованием технологии направленных главных компонент (directed principal components, DPCA) [6]. Усовершенствование данной технологии заключается в ее адаптации к обновленным спутниковым данным, в частности, материалам съемок Landsat 8 OLI (рис.). Существенная расчлененность рельефа, типичная для надсубдукционных орогенов, приводит к неравномерному распределению освещенности и, соответственно, спектральных характеристик изображения. Для нейтрализации этого эффекта используются алгоритмы топографической коррекции, затем на основе корреktированных изображений спектральных каналов генерируются спутниковые индексы, со-

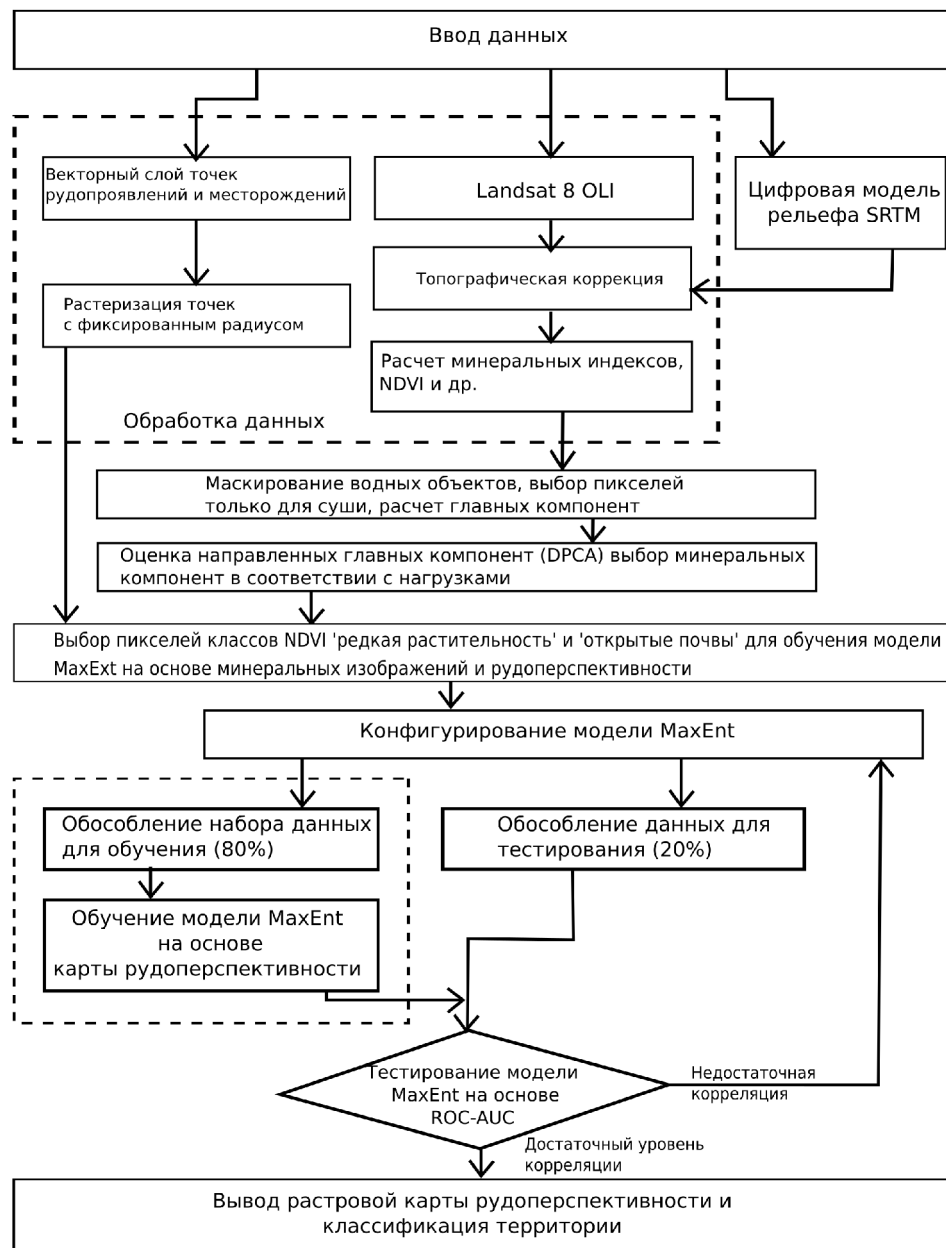


Рис. Алгоритм анализа данных Landsat 8 OLI для оценки минерагении территории.

ответствующие минералам, сопровождающим околорудные изменения. “Минеральные” изображения генерируются с помощью метода главных компонент (principal components, PC), с учетом векторных нагрузок изображения. Главные компоненты генерируются на основе двух параметров: минерального спутникового индекса и индекса растительности.

Рассчитывается нормализованный вегетативный индекс NDVI, затем изображение классифицируется с помощью алгоритма k-means. В качестве входных параметров для оценки изображения используются пиксели, соответствующие классам NDVI “открытый грунт” и “разреженная растительность”. Пиксели, соответствующие классам “густая растительность” и “водная поверхность”, удаляются из модели как нерелевантные для исследования.

“Минеральные” изображения применяются для обучения модели MaxEnt [7], преимуществом которой является использование в условиях неполноты исходных данных. После заверки качества модели и принятия решения о применимости, она может быть использована для расчёта карты рудоперспективности территории.

Литература

1. Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Ivanov V.V. Albian-Cenomanian orogenic belt and igneous province of Pacific Asia // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2019. Vol. 13. N 3. P. 4–37.
2. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. A geodynamic perspective of world-class gold deposits in East Asia // *Gondwana Research*. 2014. 26. P. 816–833.
3. Khomich V.G., Boriskina N.G., 2014. Localization of PGE mineralization in southeastern Russia // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. 55. P. 842–853.
4. Goryachev N.A., Pirajno F., Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // *Ore Geology Reviews*. 2014. 59. P. 123–151.
5. Shevyrev S., Carranza E.J.M. Modelling of geodynamic regimes of precious metalbearing porphyry deposits: Lazurnoe deposit (Sikhote–Alin Belt, Far East) case study // *Geological Journal*. 2020. 55. P. 8309–8328.
6. Carranza E.J.M., Hale, M. Mineral imaging with Landsat Thematic Mapper data for hydrothermal alteration mapping in heavily vegetated terrane // *Int. J. Remote sensing*. 2002. Vol. 23. No. 22. P. 4827–4852.
7. Zhang S., Xiao K., Carranza E. J. M., Yang F. Maximum Entropy and Random Forest Modeling of Mineral Potential: Analysis of Gold Prospectivity in the Hezuo–Meiwu District, West Qinling Orogen, China // *Natural Resources Research*. 2019. 28(3). P. 645–664.

Юрчук А. Ю.¹, Корбутяк С.П.²

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОБСТАНОВОК, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ
ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КУРАНАХСКОГО ТИПА.**

¹Общество с ограниченной ответственностью «ГЕПАРТ», г. Хабаровск

²ООО «УК Полюс», г. Москва

Важнейшей задачей, стоящей перед предприятиями золотодобычи, является постоянный прирост запасов, создание их надежной минерально-сырьевой базы.

Куранахское рудное поле представляет и себя уникальный объект мирового масштаба имея размеры по простиранию 25 км и в поперечнике порядка 10 км.

В связи с масштабами рудного поля, а, соответственно, и большими объёмами необходимых буровых работ, приводящих к постоянному росту затрат на первоначальных этапах отработки месторождений, для оценки и прироста запасов золота, встает вопрос о повышении эффективности методов геологических изысканий и выделения перспективных участков, для дальнейшей горно-буровой оценки и добычи.

Сложность климатических и географических условий, высокая техногенная загрязнённость, сформировавшаяся за долгие годы отработки района, делает малоперспективным традиционные методы геологоразведочных работ на стадии поисков, таких как: геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, геологические маршруты. Наиболее перспективными методами поисковых работ могут стать геофизические методы исследований.

Соответственно, одними из первоочередных задач должны стать: опытно-методические работы, анализ всей доступной геологической, геохимической и петрофизической информации для обоснования тех геофизических критериев обстановок, которые наиболее благоприятны для локализации золотого оруденения Куранахского типа и составление обобщённой физико-геологической модели, включающей в себя не только связь геологических объектов с геофизическими признаками (проявленность в физических полях), а также наиболее целесообразного (оптимального): по информативности, производительности и материальным затратам комплекса геофизических работ.

Тезисы отражают результаты работ 2019–2020 годов, проведённых ООО «ГЕПАРТ» по договорам с АО «Полюс Алдан». Целевым назначением работ являлись: наземные геофизические исследования с целью выделения и картирования карстовых полостей, участков развития площадных и линейных кор выветривания, тектонических зон дробления и трещиноватости, блоков юрских осадочных пород, мезозойских интрузий щелочных и субщелочных пород, как объектов, представляющих практический интерес для обнаружения промышленного золотого оруденения.

По результатам камеральной обработки полевых геофизических данных, петрофизических исследований и анализа геологической информации из отчётов прошлых лет удалось сформировать геофизические критерии обстановок, благоприятных для локализации золотого оруденения Куранахского типа. Примером могут служить облики эталонных объектов на моделях УЭС по данным зондирования становления поля в ближней зоне, где эталонный объект характеризуется следующими чертами: вертикальная, относительно проводящая зона в нижнем высокоомном слое, в верхнем проводящем слое наблюдается характерная структура просадки, т.е. верхний высокоомный слой в большинстве разрезов цельный, а здесь как будто провалился. Это типично для структур

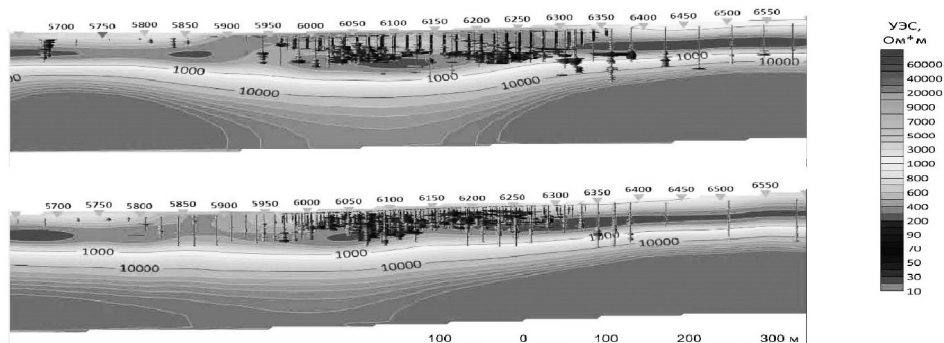


Рис. Наложение результатов бурение с выносом рудных интервалов на эталонном объекте.

Куранахских месторождений. Нарушается целостность узких слоёв в верхней части разреза. Рудные залежи приурочены к краевым частям, к градиентам сопротивлений или геоэлектрическим границам в пределах горизонтов низкоомных отложений.

Хорошая производительность метода ЗСБ, высокая разрешающая способность дифференциации геоэлектрического разреза позволяет эффективно оценить перспективность участков как в разрезе, так и по простиранию, т.е. изучать геологические объекты в объеме с созданием трехмерных моделей перспективных обстановок для их дальнейшей оценки.

Литература

1. Стоянов В.Н. Отчёт о результатах комплексных геофизических работ на восточном фланге Куранахского рудного поля (уч-к Дэлбинский), Алданский район на 1996–1999 гг.
2. Союзнов И.А. Отчёт о результатах геофизических работ на Юго-Западном и Восточном флангах Куранахского рудного поля за 1987–1992 гг. (Алданский район, геофизическая партия)
3. Каменцев М.В. Отчёт о результатах поисково-оценочных работ на рудное золото на западном фланге Куранахского рудного поля (рудопроявления Западные и Делбинские) 1977–1979 гг. (западная партия).

Юрчук А. Ю., Юрчук Ю.В.

РОЛЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР ОХОТСКОГО РАЙОНА, ВЫДЕЛЕННЫХ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ, В ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Общество с ограниченной ответственностью «ГЕПАРТ», г. Хабаровск

На сегодняшний момент на Охотском отрезке Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) в пределах Хабаровского края известно несколько сотен золоторудных объектов разной степени изученности, в т.ч. 11 золото-серебряных месторождений различного масштаба и разной степени освоения и несколько десятков рудопроявлений с прогнозными ресурсами категорий Р1-Р2.

Несмотря на наличие ряда работ, анализирующих региональные закономерности локализации золотой минерализации [1, 3], вопросы ее размещения в связи с особенностями геофизических полей на региональном уровне, отражения рудоконтролирующих структур в геофизических полях остается недоизученным. Именно уточнению этого вопроса посвящен представленный доклад.

Для оценки пространственных связей золотой минерализации района с геофизическими полями территории, выделения на этой основе возможных рудоконтролирующих структур района были выполнены анализ и интерпретация полей силы тяжести и магнитного. Для этого были рассчитаны различные трансформанты полей: пересчет в верхнее полупространство на разные уровни и расчет остаточных аномалий, вычисление горизонтальных и вертикальных производных, полного градиента и статистических параметров полей в скользящем окне. Эти операции позволили изучить особенности полей, связанные с распределением аномальных источников на различных глубинах, выявить особенности структуры геофизических полей. Последующая интерпретация полученных данных выполнена с использованием геологической основы в виде государственных геологических карт М 1:1 000 000, М 1:200 000 и листов «Минерагенической карты Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:500 000». Также выполнен анализ пространственного соотношения известных золоторудных объектов с особенностями геофизических полей площади.

Основные результаты работы с точки зрения связи с золотоносностью сводятся к следующему.

На рассматриваемой площади в поле силы тяжести выделяется линейная зона аномально высокого горизонтального градиента северо-восточной ориентировки (рис.). Ранее она выделялась Ю.Ф. Малышевым как фрагмент более протяженной Пограничной гравитационной ступени [4]. Для рассматриваемой площади это структура самого низкого порядка, имеющая протяженность 630 км, пространственно совпадает с осевой частью Ульинского вулканогенного прогиба. Плотностные границы, определяющие данную зону, проявляются на уровне нижней части земной коры и верхней мантии. Наиболее глубокая из них – это граница двух блоков мантии, она ограничивает расположенный к юго-востоку блок повышенной плотности (более 3.3 г/см³), также этой границе соответствует уменьшение мощности земной коры в среднем на 5 км в юго-восточном блоке [2]. В верхней и средней частях земной коры (примерно до глубин 15 км) вдоль этой границы расположена серия областей пониженной плотности, которые связаны с интрузивными массивами гранитоидного ряда и локальными вулканотектоническими структурами. Кроме того, данная зона контролирует серию кольцевых

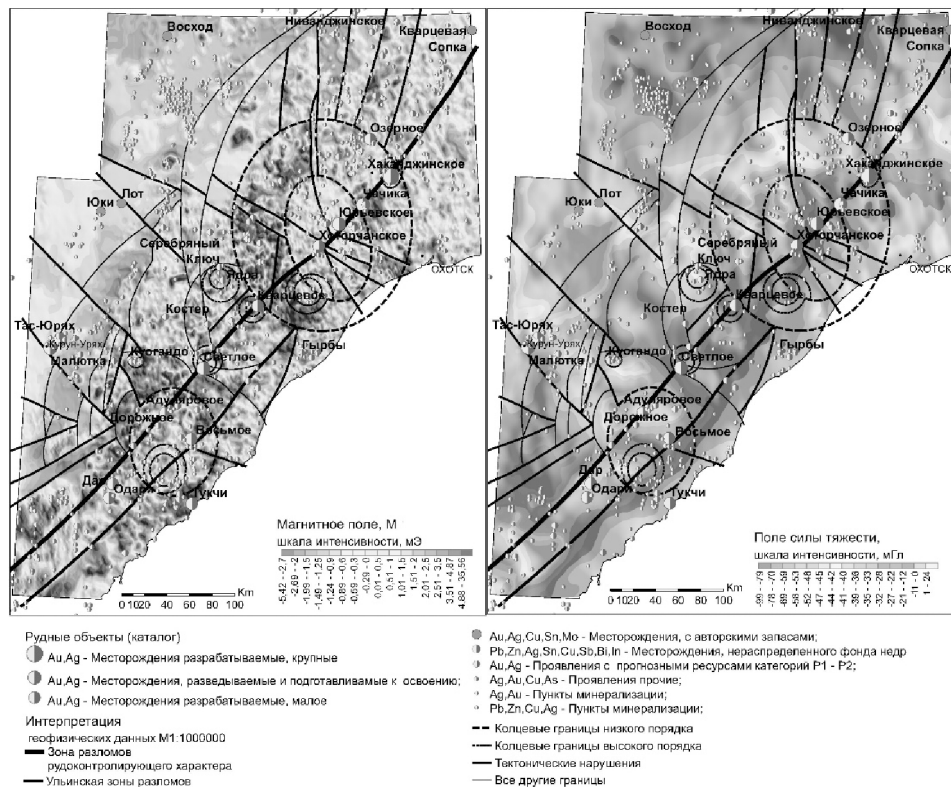


Рис. Схематические карты магнитного поля (слева) и поля силы тяжести (справа) с данными по золотоносности и результатами интерпретации.

структур различных размеров, которые наиболее контрастно выделяются по данным анализа магнитного поля и соответствуют, очевидно, отдельным вулканоструктурам. Рассматриваемая зона может интерпретироваться как сквозькоровый глубинный разлом, проникающий в верхнюю мантию.

Поведенный анализ показал отчетливое пространственное тяготение к этой структуре крупных золоторудных объектов района (рис.).

Таким образом, рассмотренная структура северо-восточного простирания может быть проинтерпретирована и как главный рудоконтролирующий разлом глубинного заложения Охотского сегмента ОЧВП. На схожие тенденции в размещении золотого оруденения указывают и результаты анализа геологических данных [3]. В этой работе указывается, что в пределах Хаканджинского (Охотского) рудного района Хаканджинский, Юрьевский и Хоторчанский рудные узлы расположены вдоль скрытого рудоконтролирующего разлома северо-восточного простирания с шагом 40–45 км. Также надо отметить, что дополнительным фактором локализации золоторудных узлов являются участки пересечения этого разлома поперечными структурами северо-западного и субширотного простирания, кольцевые структуры и пресечения глубинного разлома кольцевыми разломами.

Таким образом, положение золоторудных узлов региона определяется зоной глубинного разлома, проявленного в пределах земной коры и верхней мантии и размещенными вдоль нее кольцевыми структурами, связанными с проявлением гранитоидного магматизма и вулканизма, а также пересечением с разломами северо-западного и субширотного направления. С точки зрения геофизических характеристик можно говорить о наличии протяженной зоны аномально высокого горизонтального градиента поля силы тяжести, осложненной в местах локализации узлов аномалиями поперечной (субширотной) ориентировки и серии кольцевых структур, выделяемых по данным магниторазведки как чередование зон магнитного поля разного уровня и морфологии, осложненных радиальными разломами. Центральные части кольцевых структур довольно устойчиво локализируются над осевой частью зоны повышенного горизонтального градиента.

Авторы полагают, что концентрация поисковых работ в выделенной зоне повышенного горизонтального градиента поля силы тяжести, ширина которой составляет 25–30 км, с учетом расположения кольцевых структур и секущих зон разломов, может существенно повысить эффективность проводимых поисков и будет способствовать открытию новых месторождений коренного золота в регионе.

Литература

1. Альтман В.Л., Илюхин В.С., и др. Методические рекомендации по комплексированию геофизических методов при поисках золото-серебряных месторождений в вулканогенных поясах СССР. Л. НПО «Руд-геофизика». 1991.
2. Диденко. А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения восточной Азии / Владивосток. Дальнаука. 2010. С. 37–46.
3. Стружков С.Ф. Закономерности размещения и основы прогноза золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса /Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 2003.
4. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М. Наука. 1984. С. 6–35

Юшманов Ю.П.**О РОТАЦИОННОЙ СТРУКТУРЕ ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ) И ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ЕЁ ФОРМИРОВАНИЯ**

ФГБУН Институт комплексного анализа и региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Верхне-Индигирский золоторудный район Восточной Якутии расположен в контурах Адыча-Тарынского трансенсивного сдвигового дуплекса и ротационной структуры центрального типа (рис.). Сдвиговый дуплекс представлен ромбовидно-линзовидным блоком, ограниченным с флангов зонами северо-западных расщепляющихся разломов и диагональных к ним сколам и раздвигам (pull apart). В пределах района распространены терригенными отложениями юры-триаса и верхней перми верхоянского комплекса: турбидиты, глубоководные сланцы и вулканогенно-осадочные толщи, смятые в линейные складки северо-западного простирания.

Центральную часть дуплекса занимает Z раздвиг, вмещающий Нельканский адамеллит-гранитный плутон, Тарынский дацитовый субвулкан и сателлитные мелкие штоки. По данным [6], U-Pb датировки свидетельствуют о возрасте кристаллизации дацитов в 149 ± 1.2 Ма. Дациты прорывают риолитовый комплекс и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом датирован в 134–138 Ма [7]. Здесь установлено три типа золоторудных месторождений: золото-кварцевые, золото-редкометалльные и золото-сурьмяные при последовательном формировании [3]. Золото-кварцевое оруденение района связывается с раннемеловым адамеллит-гранитным комплексом, со становлением которого связаны процессы регионального зонального метаморфизма [1]. U-Pb датирование показало, что возраст кристаллизации гранодиоритов Нельканского плутона составляет $147,8 \pm 1.1$ Ма. Датировка серицитов из золото-кварцевых руд месторождения Нагорное (135 ± 3 млн лет) и Тарынское (130 ± 4 млн лет) находятся в пределах погрешности метода. Эти значения Ar-Ar метода близки к возрастам золото-кварцевого оруденения Центральной Колымы [4], и соответствуют Ar-Ar датам внедрения адамеллит-гранитного позднеюрско-раннемелового комплекса [2]. В золото-сурьмяных месторождениях выделяется два этапа минерализации: ранний (J3-K1) характеризуется отложением малосульфидных золото-кварцевых жил и поздний антимонитовый. В зоне Адыча-Тарынского глубинного разлома (взбросо-сдвига), было установлено наложение сурьмяного оруденения на золото-кварцевое. По гидромусковиту из Сарылахского и аналогичного ему месторождения определен палеогеновый возраст (57 и 37 млн лет соответственно) [3]. Предполагается связь Sb с фемическими блоками, прогибами фундамента и глубинными разломами, что позволяет предположить, что источники Sb глубинные (мантийные или нижнекоровые). По отношению центральной батолит-субвулканической Z-ой раздвиговой структуре хорошо выражена латеральная рудно-магматическая зональность золотого и редкометалльного оруденения. В центре Тарынского субвулкана известны проявления Mo-W, эндоконтакте – Sn-Ag, экзоконтакте – Au-редкометалльные и на флангах Au-кварцевые и Au-Sb в узкой полосе вдоль зоны Адыча-Тарынского разлома. Месторождения Сарылах и Малтан окаймляют пиритизированные и арсенопиритизированные березиты по песчаникам и алевролитам с высокой (от 3–4 до 20–30 г/т) золотоносностью, т.е. вмещающие породы сами являются рудными телами.

Анализ геолого-структурной обстановки Верхне-Индигирского правосдвигового

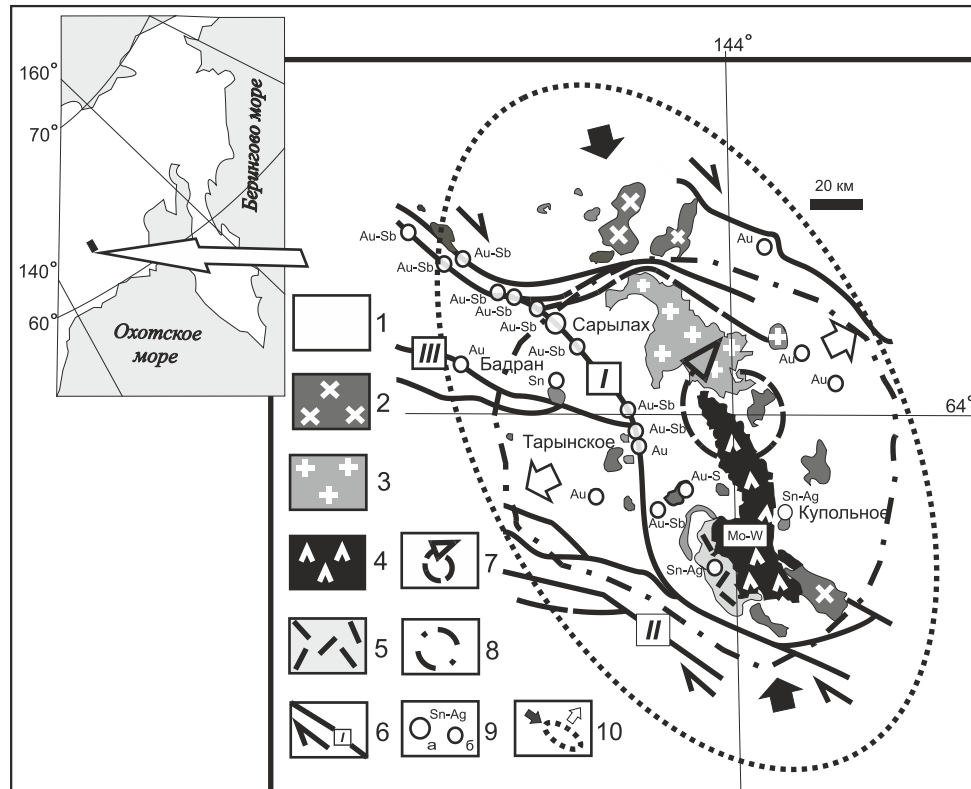


Рис. Верхояно-Инди́гирский рудно-магматический сдвиговой дуплекс, по А.Г. Бахарову, с дополнениями: 1 – верхоянский комплекс, представленный терригенными отложениями юры-триаса и верхней перми; 2 – гранодиориты; 3 – граниты; 4 – дациты Тарынского субвулкана; 5 – риолиты; 6 – разломы: I – Адыча-Тарынский, II – Брюнгандинский, III – Бадран-Эгеляхский – стрелкой указан вектор горизонтального смещения крыльев; 7 – вектор вращения; 8 – кольцевой космолинеамент СЦТ; 9 – месторождения (а) и рудопроявления (б) с преимущественной металлогенической специализацией; 10 – контуры присдвиговой зоны трансенсии с направлением векторов сжатия (черный) и растяжения (светлый).

дуплекса позволяет предположить, что его формирование происходило при региональном тангенциальном сжатии (режим транспрессии), ориентированном в направлении СЗ 330–340°, субпараллельно простиранию длинной оси Z-го раздвиги, в который в режиме трансенсии внедрялась гранитная магма. В результате куполообразного воздымания магматического очага образовались кольцевая и радиальная система трещин и разломов, вмещающая мелкие штоки и дайки. Отчетливо выделяются несколько стадий деформационного процесса. Ранние сдвиговые деформации (J_3 - K_1) были связаны с развитием складчато-надвиговых структур в условиях «чистого сдвига» без вращения. При правом сдвиге на крыльях Адыча-Тарынского разлома была сформирована северо-западная складчатость, осложненная послойными надвигами (взбросами). Поздние сдвиговые деформации (K_1 - K_2) происходили в условиях «простого сдвига» с вращением. Свидетельством ротационных процессов являются структуры закручивания в виде спиралевидных (кольцевых или дуговых) и вихревых структурно-кинематических рисунков вокруг Нельканского батолита [5]. Амплитуда правого сдвига составляла 20–40 км, определяется

на геологической карте по мощности сдвиговых магматических раздвигов (pull apart).

В постмагматический этап (K_2 -Pg) произошла смена ориентировки тангенциального сжатия на северо-восточное (СВ 60°) и знака сдвига с правого на левый по главному Адыча-Тарынскому разлому, способствовавшая миграции рудоносных флюидов в унаследованных трещинах и разломах. На месторождении Бадран амплитуда левого сдвига Бадран-Эгеляхского северо-западного разлома составляет 600–1300 м [8]. В центральной части сдвиг включает золоторудную зону Надвиговую, где надвиговые перемещения на флангах сменяются левосдвиговыми (с малоамплитудной взбросовой компонентой) смещениями. При северо-восточном сжатии дуплексный блок испытал ротацию против часовой стрелки. Во вмещающих осадочных породах возникли наложенные линейно-петельчатые структуры с крутыми шарнирами [5]. Знакопеременные сдвиги происходили не вдоль одной поверхности, а в широкой зоне вязкого сдвига по многочисленным межпластовым срывам. Формирование кольцевого космолинеамента (СЦТ) диаметром 180 км происходило в режиме трансенсии, вероятно, при проседании кровли магматического очага и его ротации.

Работа выполнена в соответствии с темой научных исследований, утвержденной государственным заданием Министерства науки и высшего образования:

«Изучение геологического строения и моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии Восточной Азии и оценка современного состояния и динамики геосистем (2021-2023)» (№ гос. регистрации 0234-2021-0006);

Литература

1. Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхояно-Индибирском районе Якутии // ДАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 80–83.
2. Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Новые данные по магматизму и металлогении серебра Верхне-Индибирской кольцевой структуры / Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Севера Восточной Азии: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1997. С. 54–57.
3. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: Геос. 2001. 221 с.
4. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 210 с.
5. Константиновский А.А. Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника. 2007. № 5. С. 3–32.
6. Тектоника и геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика». 2001. 571 с.
7. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука. 1992. 328 с.
8. Фридовский В.Ю. Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. № 1. С. 60–65.

РАЗДЕЛ III

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА, СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Андреева М.Ю.¹, Родкин М.В.²

**ОСОБЕННОСТИ ОБОБЩЕННОЙ ОКРЕСТНОСТИ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ,
КУРИЛО-КАМЧАТСКИЙ РЕГИОН**

¹ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

²ФГБУН Институт теории прогноза землетрясений и математической физики РАН, г. Москва

Метод построения обобщённой окрестности сильного землетрясения (ООСЗ) ранее применялся только для анализа мировых каталогов землетрясений, обеспечивавших максимально возможную статистику и осреднение [3, 4, 10]. Под обобщённой окрестностью здесь понимается объединение данных по большому числу (до 1000) пространственно-временных окрестностей индивидуальных сильных землетрясений, это позволяет резко увеличить статистику и повысить детальность описания фор- и афтершокового режима. Для получения более чётких результатов пространственный размер окрестности нормируется на зависящий от магнитуды размер очага данного сильного события. Расстояние от очага сильного землетрясения для входящих в его окрестность слабых землетрясений считается в долях размера очага. В данной работе мы использовали наиболее простой вариант связи размера очага L и магнитуды M по [5], попадающими в обобщённую окрестность считаются землетрясения, отстоящие от главного события не более чем на 5 размеров очага.

Целью работы исходно было выявление возможной региональной специфики ООСЗ. В данной работе мы используем региональный каталог землетрясений Курильских островов и Камчатки. При этом, ввиду худшей статистической обеспеченности, мы вынужденно вернулись к варианту использования при построении обобщённой окрестности и части событий, с магнитудами ниже порога надёжной регистрации M_c [3]. В [9, 10] была продемонстрирована возможность такого подхода для координат и времени события. Для интенсивных параметров очагов неполно представленные события меньших магнитуд могут рассматриваться как случайная выборка из истинной совокупности землетрясений и адекватно отражать многие характеристики этой истинной полной совокупности. Было показано, что на качественном уровне характер выявляемых аномалий оказывается правильным при использовании землетрясений с $M < M_c$.

Для построения ООСЗ выбран каталог Курило-Камчатских землетрясений [1] с 1737 года, пополняемый авторами из бюллетеня ISC [8]. В анализируемую далее подборку данных включены события Камчатского региона, Курильских островов, глубокофокусные события Охотского моря ($\varphi = 40^\circ \text{ N} - 75^\circ \text{ N}$, $\lambda = 120^\circ \text{ E} - 175^\circ \text{ E}$). В такой список входит 44153 землетрясения с магнитудой $M \geq 3.0$. Составленный таким образом каталог обеспечивает уже приемлемую статистику 40491 события с глубиной очага $0 \leq H \leq 700$ км, что позволяет строить обобщённую окрестность для землетрясений Курило-Камчатской сейсмоактивной зоны.

При построении обобщённой окрестности отбирается некоторое большое число сильнейших землетрясений данного каталога. Для используемого в данной работе каталога оптимальным значением порога отбора принято $M \geq 6.3$. Заметна неравномерность распределения землетрясений по времени разграничение формирующих обобщённую окрестность сильных событий на два этапа по глубине; отсутствуют события с глубиной 300–400 км, и только одно сильное землетрясение имеет глубину в интервале 200–300 км, что отмечалось ранее в работах [2, 6, 7]. Это даёт основание

разделить сильные землетрясения по глубине на два класса – до 300 км и глубже 400 км. Мы решили не ограничивать обобщённую окрестность по глубине и допустить возможность попадание глубоких землетрясений в окрестность неглубоких землетрясений и наоборот. Попадающими в обобщённую окрестность полагались события, отстоящие от эпицентра основного землетрясения не более чем на 5 размеров очага, отсюда размеры обобщённой окрестности варьируют примерно от 100 до 300 км.

При анализе обобщённой окрестности отдельно даны окрестности 72 событий $M \geq 6.3$ с глубиной $H < 300$ км и окрестности 12 землетрясений $M \geq 6.3$ и $H > 400$ км. Эти обобщённые окрестности включают данные о более 199 тысяч землетрясений и о 1498 событиях соответственно; причём в обеих этих обобщённых окрестностях представлены и глубокие и неглубокие землетрясения.

Рост числа форшоков начинается примерно за 100 дней до момента обобщённого сильного землетрясения (рис.), аналогичным образом хорошо виден режим афтершоков, отвечающий обобщённому закону Омори. Похожим образом ведёт себя обобщённая окрестность для глубоких землетрясений (штриховая линия на рис.). В этом случае данных много меньше, и результаты намного менее определённые. Но спад числа афтершоков в окрестности сильных событий с глубиной $H > 400$ км происходит быстрее, чем в окрестности сильных землетрясений с глубиной $H < 300$ км.

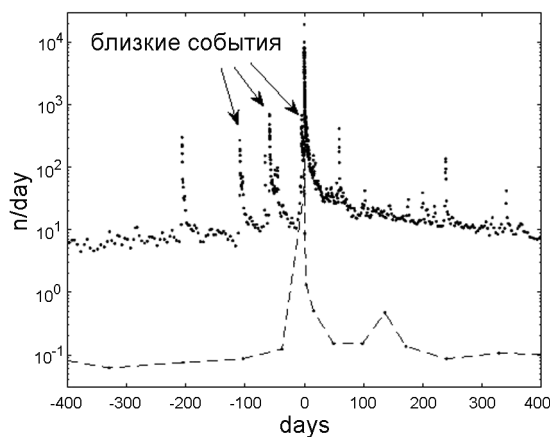


Рис. Фор- и афтершоковая активность в обобщённой окрестности сильного землетрясения, в линейной шкале времени черными точками – основные события $H < 300$ км, штриховая линия и точки – $H > 400$ км. Стрелками указаны некоторые близкие по времени события.

Региональный подход позволил выявить эффект значительной кластеризации сильных землетрясений во времени. Показана полезность такого анализа, но и определённая ограниченность возможностей его использования.

Результатом явилось рассмотрение характера взаимодействия режимов глубоких и менее глубоких землетрясений. Наблюдается большая продолжительность подготовки глубоких ($H > 400$ км) сильных землетрясений, по сравнению с менее глубокими. Если в окрестности менее глубоких основных событий аномалии роста числа форшоков и глубины землетрясений начинаются примерно за 100 дней до момента обобщённого сильного землетрясения, то по предварительным данным для глубоких землетрясений, аналогичные аномалии, а также рост средней магнитуды начинают прослеживаться за 200 и более дней до момента обобщённого глубокого сильного землетрясения. При этом афтершоковая активность спадает для глубоких землетрясений быстрее, чем для менее глубоких.

Метод анализа обобщённой окрестности оказался также удобным для выявления эффекта группируемости сильных землетрясений региона во времени. Эффект группируемости событий для Курило-Камчатского региона оказался существенно сильнее, чем по мировым данным. Возможно, это связано с тем, что по мировым данным совместно используются данные по разным регионам, что маскировало эффект группируемости. Согласно проведённому статистическому анализу, более трети сильных землетрясений Курило-Камчатского региона могут оказаться не независимыми, а относиться к одному из временных кластеров активизации. При этом пространственный размер кластеров на порядок и более превышает размеры очага максимального, входящего в кластер землетрясения. Необходимо эффект временной кластеризации сильных землетрясений Курило-Камчатского региона учитывать при прогнозе сейсмической активности.

Литература

1. Андреева М.Ю., Ким Ч.У. Землетрясения Курило-Камчатского региона (1737–2009 гг.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 384 с.
2. Баранов Б.В., Викулин А.В., Лобковский А.В. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Курило-Камчатской островной дуги и ее связь с сильными землетрясениями в зоне подвига // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 73–84.
3. Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 66–77.
4. Родкин М.В. Типовая фор- и афтершоковая аномалия – эмпирика, интерпретация // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 64–76.
5. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.
6. Тараканов Р.З. Сейсмический потенциал Курило-Охотского региона. Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 1997. 240 с. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией, Т.VI).
7. Тараканов Р.З., Андреева М.Ю. Роль сейсмофокальной зоны в формировании и развитии структур Курило-Охотского региона // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 6 С. 87–96.
8. ISC=[International Seismological Centre]. URL: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/>.html (дата обращения: 16.03.2020).
9. Rodkin M.V. Patterns of seismicity found in the generalized vicinity of a strong earthquake: Agreement with common scenarios of instability development, in Extreme Events and Natural Hazards: The Complexity Perspective, Geophys. Monogr. Ser. 2012. V. 196. P. 27–39 (edited by A. S. Sharma et al. AGU, Washington, D.C.) doi:10.1029/2011GM001060.
10. Rodkin M.V., Tikhonov I.N. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake // Physics and Chemistry of the Earth. 2016. V. 95. P. 73–84.

Быков В.Г., Меркулова Т.В.

**ПЕРЕНОС НАПРЯЖЕНИЙ И ВОЗДЕЙСТВИЕ ИНДО-ЕВРАЗИЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ
И ТИХООКЕАНСКОЙ СУБДУКЦИИ НА ГЕОДИНАМИКУ АЗИАТСКОГО
КОНТИНЕНТА**

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

Решающее значение для объяснения особенностей распределения сейсмичности в Центральной и Восточной Азии, имеет характер взаимодействия Индо-Евразийской коллизии и Тихоокеанской зоны субдукции и соотношение их роли в процессе формирования всего поля деформации в континентальной Азии. Длительное время считалось, что основную роль в геодинамике континентальной Азии играет горизонтальное сжатие в Гималайской зоне коллизии. Однако, анализ долговременного распределения сейсмической активности показывает, что изменение сейсмичности Азиатского континента может происходить из-за геодинамического воздействия Тихоокеанской плиты [1].

Миграция сейсмичности (землетрясений) связана с наличием в геологической среде медленной динамики, т.е. существенно более медленных, чем сейсмические, волновых процессов. Медленная динамика включает перенос локализованной деформации и возмущений геодинамических полей. Материальными носителями возмущений или носителями “геодинамического воздействия” могут быть только медленные деформационные волны. Миграция сейсмичности – это наиболее яркое проявление геодинамического воздействия.

К настоящему времени изучены сейсмические миграционные процессы и их особенности в различных геодинамических обстановках Центральной и Восточной Азии. Выявлены характерные параметры миграции (скорость, времена повторяемости) в пределах наиболее тектонически активной окраины Тихого океана [2]. Наиболее полно миграция сильных землетрясений, ее цикличность и направленность исследованы в континентальной части Азии (Приамурье, Приморье, Северный и Северо-Восточный Китай, Корейский п-ов) [3–5].

В предлагаемой работе проведен сравнительный анализ имеющихся в мировой литературе данных о миграции медленных деформаций и землетрясений из зон Индо-Евразийской коллизии и Западно-Тихоокеанской субдукции. Исходя из представлений о волновой динамике деформационных процессов [6], построена схема локализации проявлений медленных волн деформации на территории Центральной и Восточной Азии и показано волновое “геодинамическое воздействие” коллизии и субдукции на Азиатский континент. Представлены результаты исследований распределения землетрясений в Курило-Камчатском сегменте Тихоокеанской зоны субдукции и миграции современных землетрясений из Курило-Камчатского желоба в сторону Азиатского континента, которая ранее нигде не рассматривалась.

Из распределения землетрясений следует, что локализация сейсмических событий в Курило-Камчатском сегменте Тихоокеанской зоны субдукции в основном происходит в северо-восточном направлении и в некоторых секторах отчетливо фиксируются зоны поперечной миграции. Анализ глубинного распределения землетрясений и их миграции проведен по трем профилям в полосах шириной 500 км (рис.). Профили расположены севернее тех сегментов Японского желоба, где ранее проводились исследования миграции деформаций и землетрясений, направленных в сторону Азиатского континента [5,

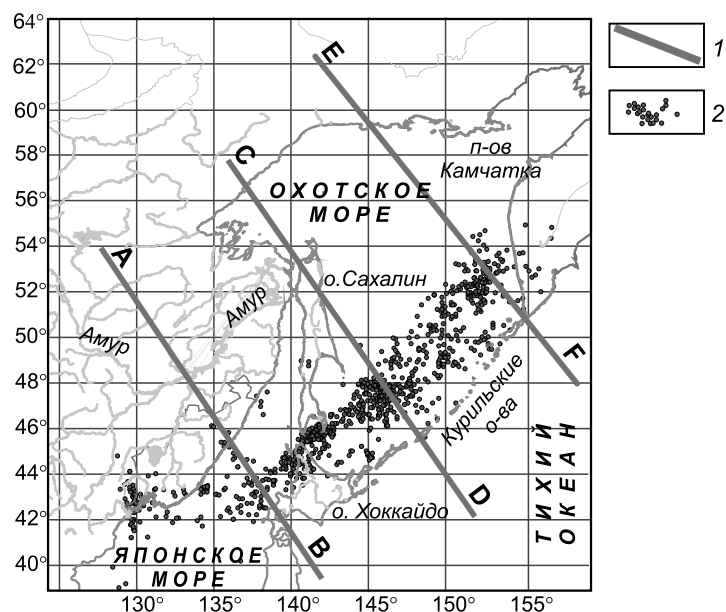


Рис. Расположение профилей исследования миграции землетрясений ($M \geq 6.0$) от Японско-Курило-Камчатской зоны субдукции вглубь Азиатского континента.

1 – положение профилей, 2 – землетрясения.

7–11]. Профиль АВ проходит от Японского желоба через южную оконечность о. Хоккайдо, профили CD и EF – от Курило-Камчатского желоба и пересекают северную часть о. Сахалин и южную часть п-ов Камчатка, соответственно. Расстояние между практически параллельными профилями составляет около 1200 км. Протяженность профилей 3000–3500 км.

По профилю АВ, пересекающему о. Хоккайдо, миграция землетрясений проходит со скоростью 15 и 23 км/год и совпадает со скоростью миграции из желоба Нанкай (20–22 км/год) [5], примыкающего к Японскому архипелагу, и скоростью миграции сейсмичности от Японской дуги в Северо-Восточный Китай через Корейский полуостров, которая оценивается примерно в 20–30 км/год [9]. На разных глубинных уровнях профили CD скорость миграции от Курило-Камчатского желоба имеет значения от 20 до 40 км/год. Скорость миграции землетрясений по профилю EF составляет 18–40 км/год.

Большинство выделенных цепочек сильных событий с $M \geq 6.5$ направлено от Тихоокеанской зоны субдукции к континенту и характеризуется скоростью в диапазоне 15–40 км/год. Миграция к континенту отмечается как по наклонной плоскости до глубины 600 км, так и, наоборот, от глубины порядка 100 км к дневной поверхности континента. На территории Приамурья выделена миграция землетрясений также с востока на запад со скоростью 13 км/год от Охотоморского побережья вглубь континентальной Азии [12] вплоть до западной границы Амурской плиты, где влияние Тихоокеанской зоны субдукции на континентальную часть Центральной Азии прекращается.

Анализ имеющихся данных о миграции деформаций и землетрясений, а также результаты проведенных расчетов, дают основание утверждать, что Индо-Евразийская коллизия и Западно-Тихоокеанская зона субдукции действительно оказывают существ-

венное волновое воздействие на геодинамику Азиатского континента. Взаимодействие Евразийской и Индийской плит генерирует на территории Азиатского континента последовательности землетрясений меридионального направления, а Западно-Тихоокеанская субдукция возбуждает деформационные волны субширотного направления.

Литература

1. Zhao Z., Matsumura K., Dike K., Ishikawa Y. Regional characteristics of temporal variation of seismic activity in East Asia and their mutual relations (3). West China and its neighboring regions // *Journal of the Seismological Society of Japan*. 1988. V. 41, N 3. P. 389–400 (in Japanese with English abstract).
2. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Иванчин А.Г., Водинчар Г.М., Долгая А.А., Гусяков В.К. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // *Вычислительные технологии*. 2012. Т. 17, № 3. С. 34–54.
3. Степашко А.А. Глубинные основы сейсмотектоники Дальнего Востока: Приамурская и Приморская зоны // *Тихоокеан. геология*. 2011. Т. 30, № 1. С. 3–15.
4. Stepashko A.A. Seismodynamics and deep internal origin of the North China zone of strong earthquakes // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2, N 4. P. 341–355.
5. Zhao G., Yao L. Earthquake migration in East Asia mainland (I) – the migration of huge earthquakes and volcanic activity from West Pacific trench to the Chinese mainland // *Acta Seismologica Sinica*. 1995. V. 8, N 4. P. 541–549.
6. Быков В.Г. Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9, № 3. С. 721–754.
7. Kasahara K. Migration of crustal deformation // *Tectonophysics*. 1979. V. 52, N 1–4. P. 329–341.
8. Ishii H., Sato T., Tachibana K., Hashimoto K., Murakami E., Mishina M., Miura S., Sato K., Takagi A. Crustal strain, crustal stress and microearthquake activity in the northeastern Japan arc // *Tectonophysics*. 1983. V. 97, N 1–4. P. 217–230.
9. Mino K. Migration of great earthquake along the subduction zone, of Japan Archipelago // *Journal of the Seismological Society of Japan*. 1988. V. 41, N 3. P. 375–380 (in Japanese with English abstract).
10. Сапрыгин С.М., Василенко Н.Ф., Соловьев В.Н. Распространение волны тектонических напряжений по Евразийской плите в 1978–1983 гг. // *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38, № 3. С. 701–709.
11. Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А. Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сейсмотектонический режим Байкальского рифта // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7, № 3. С. 383–406.
12. Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // *Геодинамика и тектонофизика*. 2013. Т. 4, № 2. С. 83–117.

Гильманова Г.З.¹, Симонов Д.А.², Захаров В.С.², Диденко А.Н.^{1,3}

**ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОПОДОБИЯ ГИДРОСЕТИ И НЕОТЕКТОНИКА
СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

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

²*Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

³*Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск*

Основной целью работы является изучение применимости и возможностей фрактального подхода к решению задач новейшей тектоники, дающего значительные преимущества при автоматической компьютерной обработке больших массивов данных.

Новейшие тектонические движения неразрывным образом связаны с формированием рельефа поверхности земли и рисунка гидросети. При этом неотектонические структуры могут развиваться неравномерно и разновременнo. Амплитуда и направленность новейших движений может меняться во времени, скорость воздымания на различных участках и в разные интервалы времени может быть разной, что оказывает значительное влияние и на рельеф, и на формирование рисунка гидросети. Таким образом, рисунок гидросети является чутким параметром направленности тектонических движений. Он может значительно меняться в течение различных стадий своего формирования. При этом достаточно давно исследователями [5, 6 и др.] показано, что рисунок гидросети обладает выраженным свойством самоподобия (фрактальности) в достаточно широком диапазоне масштабов. Это позволяет рассматривать анализ гидросети как один из методов оценки новейших тектонических движений.

Структурно-морфометрический метод, разработанный М.Ф. Философовым [4] позволяет не только выявлять развивающиеся тектонические структуры, но и рассматривать их развитие во времени. Стадийность новейших тектонических движений определяется на основании заложенного в метод предположения о том, что водотоки высших порядков развиваются длительное время, и отражают сумму движений за промежуток от их заложения до настоящего времени, тогда как водотоки низших порядков отражают неотектонические движения за меньший промежуток времени, и имеют меньший возраст. В результате комплексного анализа монобазисных поверхностей [4] водотоков разных порядков можно проследить стадии развития рельефа, что в свою очередь отражает эволюцию роста выраженных в рельефе новейших структур и, на наш взгляд, позволяет более точно определить соотношение новейших движений и новейших структур с рисунком гидросети [2, 3].

Основой для проведения морфоструктурного анализа и построения гидросети использовалась цифровая модель рельефа SRTM v.3 с пространственным разрешением 90 метров. Для последующего анализа рассчитывались водотоки, водосборный бассейн которых составляет не менее 1300–1400 тысяч м² (200 элементарных ячеек ЦМР SRTM). Водотокам с минимальным определенным водосбором присваивался первый порядок. Всего при заданных параметрах выделения водотоков в пределах изучаемой области было выделено 8 порядков.

На основании имеющихся исходных данных нами был рассчитан набор монобазисных поверхностей, представляющих собой интерполированные поверхности, построенные по тальвегам водотоков каждого порядка и в некоторой степени отражающих остатки древнего рельефа времени заложения водотоков данных порядков, а также

разностных поверхностей, отражающих развитие рельефа в период между заложением водотоков разных порядков [4].

С целью выявления эволюции рельефа нами, в соответствии с методикой Философова [4], рассчитывались разностные поверхности между базисными поверхностями различных порядков. С целью генерализации результатов и достижения большей наглядности при сопоставлении с результатами фрактального анализа было проведено осреднение разностных поверхностей окном 10×10 километров с проведением зональной статистики максимумов значений в каждом окне.

При анализе параметров самоподобия гидросети в настоящей работе мы в основном продолжаем применять методику и параметры, которые апробированы нами ранее [2, 3].

1. Определение параметра в соотношении суммарных длин потоков каждого порядка, который имеет вид: $N_i \sim L_{i\text{sum}}^{D_h}$, (1)

где i – порядок водотоков, N_i – их количество, $L_{i\text{sum}}$ – суммарная длина водотоков данного порядка, D_h – параметр самоподобия. В случае большого количества коротких русел низких порядков, зависимость будет иметь более крутой наклон, что выражается в больших значениях параметра D_h и соответствует режиму поднятия.

2. Фрактальная размерность D , которая является показателем в степенном законе вида: $N \sim \delta^{-D}$, (2)

где δ – масштаб рассмотрения, N – число элементов данного масштаба. Фрактальная размерность применена нами для численного анализа двух характеристик – густоты системы водотоков и частоты смены их порядков.

Густота водотоков характеризуется фрактальной размерностью рисунка гидросети D_r . Повышенные значения фрактальной размерности D_r соответствуют как областям извилистости русел, так и зонам, где происходит частое ветвление гидросети.

Степень разветвленности гидросети характеризует фрактальная размерность множества точек, в которых происходит смена порядка русел D_{oc} . Зоны, где происходит частое ветвление (смена порядков) русел, что соответствует поднятиям, характеризуются в среднем повышенными значениями D_{oc} .

С целью дальнейшего развития и совершенствования методики мы продолжаем использование комплексного параметра самоподобия $PRNS$ (*Parameter of River Networks Self-similarity*), предложенного нами ранее [2, 3]:

$$PRNS = \langle D_r \rangle + \langle D_o \rangle + \langle D_h \rangle. \quad (3)$$

где в угловых скобках для каждого параметра заключено его превышение над минимальным значением, нормированное на размах вариаций для приведения к одинаковому диапазону.

Такое комбинирование нужно для того, чтобы более корректно отразить выраженность тектонических движений того или иного знака в результирующих значениях параметра $PRNS$. Повышенные значения этого параметра соответствуют поднятиям, а пониженные – опусканиям.

Анализ самоподобия гидросети проводился в скользящем окне с помощью модернизированной авторской программы FrAnGeo v.3.35. При вычислении параметра $PRNS$ целесообразно отсекают верхние и нижние «хвосты» (по 5 %) в распределении каждого параметра

Проведенный морфоструктурный анализ продемонстрировал, что рельеф изуча-

емой территории имеет унаследованный характер и в ходе неотектонического этапа развивался стадийно. Наиболее интенсивные вертикальные движения происходили на ранних этапах неотектонического развития региона. В плейстоцене интенсивность вертикальных движений значительно снизилась. В это время сформировался современный эрозионно-денудационный рельеф. Структурный план региона в ходе неотектонического этапа развития менялся. На завершающих этапах неотектонического развития, в конце плейстоцена – голоцене, произошла незначительная активизация вертикальных движений со сменой структурного плана и проявлением в рельефе структур ССВ простирания, что отразилось в особенностях остаточного рельефа. Границы областей с повышенным остаточным рельефом коррелируют с сейсмичностью региона.

Предложенная модификация комплексного параметра самоподобия *PRNS* демонстрирует хорошую корреляцию этого параметра с новейшими движениями, выявляемыми морфоструктурным методом. Максимумы комплексного параметра самоподобия *PRNS* совпадают с областями наибольшего приращения рельефа, а минимумы – с областями с наименьшими приращением рельефа, или с областями наиболее значительной эрозии. При этом следует отметить, что результаты анализа характеристик самоподобия гидро-сети в основном сопоставимы с проявлениями вертикальных тектонических движений на завершающих этапах неотектонического развития.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Захаров В. С., Симонов Д. А., Гильманова Г. З., Диденко А. Н., Фрактальная геометрия речной сети и неотектоника южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 6. С. 26–42.
3. Симонов Д. А., Захаров В. С., Гильманова Г. З., Диденко А. Н., Новейшие вертикальные движения Южного Сихотэ-Алиня и характеристики самоподобия гидро-сети региона // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4: Геология. 2020. № 3. С. 25–36.
4. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур // Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. 232 с.
5. Pelletier J.D. Self-organization and scaling relationships of evolving river networks // Journal of Geophysical Research. 1999. V. 104, B 4. P. 7359–7375.
6. Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. 2nd edn. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p.

Ершов В.В.

ТИПИЗАЦИЯ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ ПО ГИДРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

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

В природе наблюдается большое многообразие флюидных систем. Термин «флюиды» применяется нами в широком смысле – это вещества, вязкость которых много меньше, чем вязкость горных пород [3]. Под флюидными системами понимаются геологические структуры в недрах Земли, в которых происходит миграция на достаточно большие расстояния относительно больших объемов флюидов за сравнительно небольшие промежутки времени. Соответственно в природе флюидные системы представлены такими объектами, как магматические и грязевые вулканы, артезианские скважины, нефтегазовые залежи, термальные источники, гейзеры и др.

Разные флюидные системы могут отличаться по условиям образования, механизмам переноса вещества, составу переносимого вещества, глубинам залегания питающих резервуаров, протекающим в этих системах физико-химических реакций. При этом некоторые флюидные системы похожи по своим геоморфологическим характеристикам, имея схожие формы и размеры эруптивных аппаратов, консистенцию и цвет выделяемого вещества и т.п. В то же время эти геоморфологические характеристики часто используются для классификации флюидных систем. Очевидно, что разграничение, основанное только на морфологических признаках, является достаточно субъективным. В частности, нередки случаи, когда к грязевым вулканам ошибочно, по нашему мнению, относят грязевые котлы и грифоны на магматических вулканах. В качестве примера здесь можно упомянуть работы, где за грязевые вулканы принимаются газогидротермы активных вулканов Камчатки (Мутновский [2] и кальдера Узон [1]) и Японии (геотермальное поле Goshogake [5, 6]). Внешне также похожи на грязевые вулканы и газогидротермы на вулкане Баранского (рис.), расположенного на о-ве Итуруп Большой Курильской гряды. Это вызывает путаницу при обсуждении вопросов, касающихся, например, распространенности и закономерностей географического распределения грязевых вулканов на планете.



Рис. Газогидротермы на вулкане Баранского (о-в Итуруп).

В связи с указанными трудностями актуальной является проблема типизации флюидных систем и поиска надежных критериев, позволяющих проводить такую типизацию. Решение данной проблемы важно с точки зрения фундаментальной науки, способствуя более полному пониманию и адекватному описанию деятельности флюидных систем. Это позволит, в частности, делать обоснованные суждения о корректности и границах переноса эмпирических закономерностей с одного типа флюидных систем на другие типы (например, по их отклику на землетрясения). Кроме того, это способствует лучшему выявлению и пониманию подобных процессов на других планетах. Например, предполагается, что грязевые вулканы широко распространены на Марсе [7, 9]. Проблема типизации имеет также практические аспекты, так как разные флюидные системы предполагают разные сценарии развития связанных с ними опасных геологических процессов. Известно, что пароксизмальная активность некоторых флюидных систем сопровождается деформациями земной поверхности и выбросом больших объемов разжиженной сопочной брекчии (грязевые вулканы) или пирокластики (магматические вулканы). Следовательно, это все необходимо учитывать в качестве потенциально опасных факторов при проектировании и эксплуатации инженерных объектов. При этом флюидные системы разного типа отличаются по масштабам и периодичности выбросов. Кроме того, некоторые флюидные системы связаны с процессами генерации и миграции углеводородов, что может использоваться в качестве одного из поисковых признаков при геологоразведочных работах.

В работе [8] по газогеохимическим особенностям и геолого-геофизическим условиям предложено разделять флюидные системы на три типа: гидротермально-магматические, осадочно-гидротермальные и осадочно-углеводородные. Гидротермально-магматические системы распространены в районах активного магматического вулканизма и локализуются в толщах вулканогенных пород. В газовыделениях здесь преобладает CO_2 мантийного или метаморфического генезиса. Осадочно-углеводородные системы образуются в районах с большой мощностью осадочных отложений, обогащенных органическим веществом. Газовый состав представлен здесь в основном CH_4 микробного или термогенного генезиса с долей термогенного CO_2 до 10 об. %. В свою очередь, осадочно-гидротермальные системы определены как гибридные (промежуточные) формы, локализованные в областях взаимодействия вулканогенных и осадочных геологических формаций. В газах здесь преобладает мантийный или метаморфический CO_2 (более 50 об. %) и CH_4 , как правило, термогенного происхождения (не менее 1–2 об. %, но может достигать и 30–40 об. %). Анализ работы [8] показывает, что предлагаемая классификация не всегда дает однозначные результаты. Например, все грязевые вулканы были отнесены к осадочно-углеводородному типу, отделив их от внешне схожих с ними осадочно-гидротермальных систем. При этом сравнительный анализ геохимических данных Южно-Сахалинского грязевого вулкана и осадочно-гидротермальных систем Salton Sea (Калифорния, США) и Lusi (о-в Ява, Индонезия) показал, что эти флюидные системы имеют схожие геохимические признаки [4]. Можно предположить, что некоторые грязевые вулканы будут обладать признаками как осадочно-углеводородных, так и осадочно-гидротермальных систем. Следовательно, вопросы типизации флюидных систем требуют проведения дополнительных исследований.

В настоящей работе для определения геохимических критериев разделения разных типов флюидных систем проводился сравнительный анализ химического и изотопного состава их водной компоненты. Сравнение проводилось по собственным и опублико-

ванным гидрогеохимическим данным. За природные объекты, соответствующие осадочно-углеводородным системам, выбраны грязевые вулканы Азербайджана, Керченского п-ова, а также Южно-Сахалинский грязевой вулкан и Дагинское термоминеральное месторождение на о-ве Сахалин. Осадочно-гидротермальные системы представлены Salton Sea и Lusi. В качестве гидротермально-магматических систем использованы гидротермы на магматических вулканах Камчатки и Курильских о-вов: Мутновский, Узон, Головнина, Менделеева, Баранского.

Проведенные исследования показали, что для некоторых флюидных систем отсутствует явно выраженная дифференциация по изотонным и гидрохимическим показателям. В частности, нет существенных различий в составе вод грязевых вулканов и осадочно-гидротермальных систем. Это оставляет открытым вопрос о возможностях разделения этих флюидных систем на основе только гидрогеохимических данных или же ставит под сомнение правильность априорных утверждений об их различном генезисе. В то же время гидротермально-магматические системы характеризуются уникальными гидрогеохимическими свойствами, которые в значительной степени отличаются от флюидных систем других типов. Таким образом, полученные нами результаты свидетельствуют о необходимости уточнения или пересмотра существующих геохимических классификаций флюидных систем.

Литература

1. Карпов Г.А., Богатко Н.П., Тарасов К.В., Назарова М.А. Минералого-геохимические особенности грязевого вулканизма кальдеры Узон (Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XXIII ежегодной науч. конф., посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2020. С. 179–182.
2. Семенов В.А. Геохимия грязевых вулканов «Источники Дачные» в Камчатском крае // Международный научно-исследовательский журнал. 2021. № 1–2. С. 60–65.
3. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 440 с.
4. Ershov V.V., Nikitenko O.A., Perstneva Yu.A., Bondarenko D.D., Ustyugov G.V. On the problem of geochemical signatures of mud volcanoes and sediment-hosted hydrothermal systems // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 324. P. 1–7.
5. Ishimaru R., Miyake N., Komatsu G., Kawai K., Kobayashi M., Sakuma H., Matsui T. Origins of high-temperature fluids in the Goshogake mud volcano field, Tohoku, Northern Japan: chemical and isotopic studies of gas and water // 49th Lunar and Planetary Science Conference. 2018. Abstract #1210.
6. Komatsu G., Ishimaru R., Miyake N., Kawai K., Kobayashi M., Sakuma H., Matsui T. The Goshogake mud volcano field, Tohoku, northern Japan: an acidic, high-temperature system related to magmatic volcanism // Geomorphology. 2019. V. 329. P. 32–45.
7. Okubo C.H. Morphologic evidence of subsurface sediment mobilization and mud volcanism in Candor and Coprates Chasmata, Valles Marineris, Mars // Icarus. 2016. V. 269. P. 23–37.
8. Procesi M., Ciotoli G., Mazzini A., Etiope G. Sediment-hosted geothermal systems: Review and first global mapping // Earth-Science Reviews. 2019. Vol. 192. P. 529–544.
9. Skinner J.A., Mazzini A. Martian mud volcanism: Terrestrial analogs and implications for formational scenarios // Marine and Petroleum Geology. 2009. V. 26. P. 1866–1878.

Жижерин В.С.**МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Уже длительное время важную роль в получении новых знаний о современной геодинамике, как одного из направлений наук о Земле, выполняет геодезия. Как справедливо отмечал известный ученый и деятель науки В.Е. Хаин, «...геодезические методы являются основными при изучении современных тектонических движений и деформаций» [4].

Основная цель геодинамических исследований заключается в получении новых знаний о нашей планете: ее строении, эволюции, пространственно-временной структуре физических полей (гравитационных, магнитных и др.). Отличительной особенностью любых геодинамических объектов является их напряженно-деформированное состояние, при котором даже на незначительное изменение физических параметров среды возможен резкий отклик с изменением ее структуры, свойств и т.п., вызывающий не всегда предсказуемые и, иногда, даже катастрофические последствия [1]. Поэтому основными результатами изучения геодинамических процессов, с практической точки зрения являются: прогноз, снижение риска и уменьшение последствий геодинамических катастроф.

Одним из главных достижений в науках о Земле является установление блочно-иерархической природы ее структуры, для которой характерно наличие самоподобия у геодинамических объектов в большом диапазоне своих размеров, а также примерное соотношение 3.5 ± 0.9 размеров блоков соседних рангов [2]. При построении моделей для таких систем необходимо использовать положения фрактального и непараметрического подходов, учитывая наличие в земной коре разрывов и неоднородностей. Нелинейное поведение таких сред, помимо прочего, связано с постоянным воздействием как внутрипланетных, так и внепланетных факторов.

Современные вертикальные движения земной коры носят главным образом колебательный, а горизонтальные – направленный характер, поэтому подходы к их изучению должны быть принципиально различными. Также в настоящее время уже достоверно установлено наличие вращательной компоненты в смещениях геодинамических объектов различного ранга, от основных литосферных плит до локальных участков, на которых производятся горные выработки.

Результатом геодезического изучения геодинамического полигона является картина смещений точек земной поверхности, обычно математически представленная в виде векторного поля скоростей. Для описания различных аспектов геодинамических процессов необходимо выбирать соответствующую математическую основу. В математических основах теории поля одной из дифференциальных характеристик пространственных векторных полей является дивергенция, которая представляют собой число (скаляр) и отражает изменение величины векторов в непосредственной близости от рассматриваемой точки во всех направлениях.

С точки зрения физики знак дивергенции позволяет определить расхождение входящего и исходящего потоков в окрестности некоторой точки векторного поля. При положительных значениях дивергенции точки поля являются источниками, а при отрицательных – стоками поля.

На небольших по площади геодинамических полигонах вычисление тензоров деформаций [3], позволяет легко определить значения дилатации, сдвиговые компоненты и угол вращения. Тогда как для глобального и регионального масштабов процесс значительно усложняется ввиду кривизны земной поверхности.

Важным инструментом для картографического отображения ограниченного набора дискретных данных является метод кригинга. Метод назван по имени одного из создателей – Даниеля Криге, горного инженера из Южной Африки.

Технологии компьютерной визуализации позволяют по дискретным данным о поле горизонтальных смещений пунктов более наглядно представить поля смещений и деформаций, что дает исследователю дополнительную возможность анализа и моделирования различных аспектов геодинамического явления. Одним из способов визуализации выступает кригинг метод реализуемый программой Surfer. Метод основан на предположении о вероятностной структуре картируемого поля, вариации которого представляют собой случайный процесс со стационарными приращениями.

Основное преимущество применения кригинг метода состоит в прогнозировании атрибутивных значений на удалении от опорных местоположений. Кригинг формирует веса из окружающих некоторую точку известных значений для вычисления предполагаемых в ней значений. Известные значения, расположенные наиболее близко к неизмеренным местоположениям, имеют наибольшее влияние.

Кинематическими моделями блоков Земли глобального масштаба являются модели движения литосферных плит. Одна из самых известных NNR–NUVEL1A, которой соответствуют кинематические характеристики системы отсчета ITRF. Однако, применимость этой модели ограничивается условием твердотельности плит. На практике, при решении задачи моделирования геодинамических объектов и процессов необходимо учитывать, что внутри плит существует иерархически связанная система деформирующихся элементов (менее крупных плит, блоков), разделенных тектоническими нарушениями.

Для их полноценного понимания геодинамические процессы и объекты требуют комплексного подхода к их описанию, при котором необходимо учитывать разрывы и неоднородности в земной коре, ее блоковую структуру.

Совместная математическая обработка различных геолого-геофизических данных наблюдений позволяет более достоверно определять характеристики геодинамических процессов.

Литература

1. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. 463 с.
2. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.:Наука. 1975. 536 с.
3. Лурье А. И. Теория упругости. М.: Наука, 1970. 940 с.
4. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: КДУ, 2005. 560 с.

Имаева Л.П.^{1,2}

**СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНО-ШЕЛЬФОВОЙ
ЗОНЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ**

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Академия Наук Республики Саха (Якутия), г. Якутск

Выполнен комплекс сейсмотектонических исследований, направленный на выявление признаков реактивизации граничных шовных зон и определение параметров напряженно-деформированного состояния земной коры активных сегментов континентально-шельфовой зоны Арктико-Азиатского и Охотско-Чукотского сейсмических поясов [1, 2, 3]. Используются данные по средним тензорам сейсмотектонических деформаций, рассчитанные для основных эпицентральных полей территории северо-востока России. Нами получены новые данные по очаговым характеристикам землетрясений умеренных магнитуд, которые позволили уточнить определение кинематического типа сопряжения шовных зон граничных неотектонических структур, образовавшихся вдоль арктической и тихоокеанской континентальных окраин. Выявлены режимы сейсмотектонической деструкции земной коры, на которые оказывают влияние как глобальные геодинамические процессы, происходящие на границах литосферных плит, так и доминирующие типы деформационных полей смежных тектонических структур. Анализ структурно-тектонического положения активных сегментов, систем активных разломов, параметров глубинного строения и сейсмотектонических деформаций, а также данные GPS измерений, позволили определить направления главных осей деформаций напряженно-деформированного состояния земной коры и выявить закономерность смены тектонических режимов. Установлено, что в пределах континентально-шельфовой зоны северо-восточного сектора Арктики прослеживается закономерная смена геодинамических режимов (рис.):

– *спрединг* хребта Гаккеля, который отождествляется с линейной границей между Североамериканской и Евразийской литосферными плитами. В данном сегменте доминирует сейсмотектонический режим растяжения, где главные оси напряжений располагаются субширотно, вкрест простираения основных структурных элементов;

– *рифтогенез* на шельфе моря Лаптевых. Здесь южный фланг Евразийского бассейна в зоне стыка с континентальным склоном образует Лаптевоморскую микроплиту, для которой по параметрам сейсмотектонических деформаций установлен режим поперечного субгоризонтального растяжения, на западной и восточной ее границах по сейсмологическим данным фиксируется режим сжатия;

– *смешанное поле тектонических напряжений* установлено в пределах северного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Здесь выделены зоны с транспрессионным, транстенсионным и компрессионным типами напряженно-деформируемого состояния земной коры. Смена режимов происходит к западу и востоку от дельты р. Лена в акватории шельфа моря Лаптевых, где фиксируется смешанное поле тектонических напряжений;

– *транспрессия*, с левым сдвигом, фиксируется в сейсмотектонической зоне Черского, где современные сейсмотектонические процессы происходят в обстановке устойчивого северо-восточного сжатия при моделирующим влиянием индентора жесткого массива Колымо-Омолонского супертеррейна, находящегося во фронтальной части

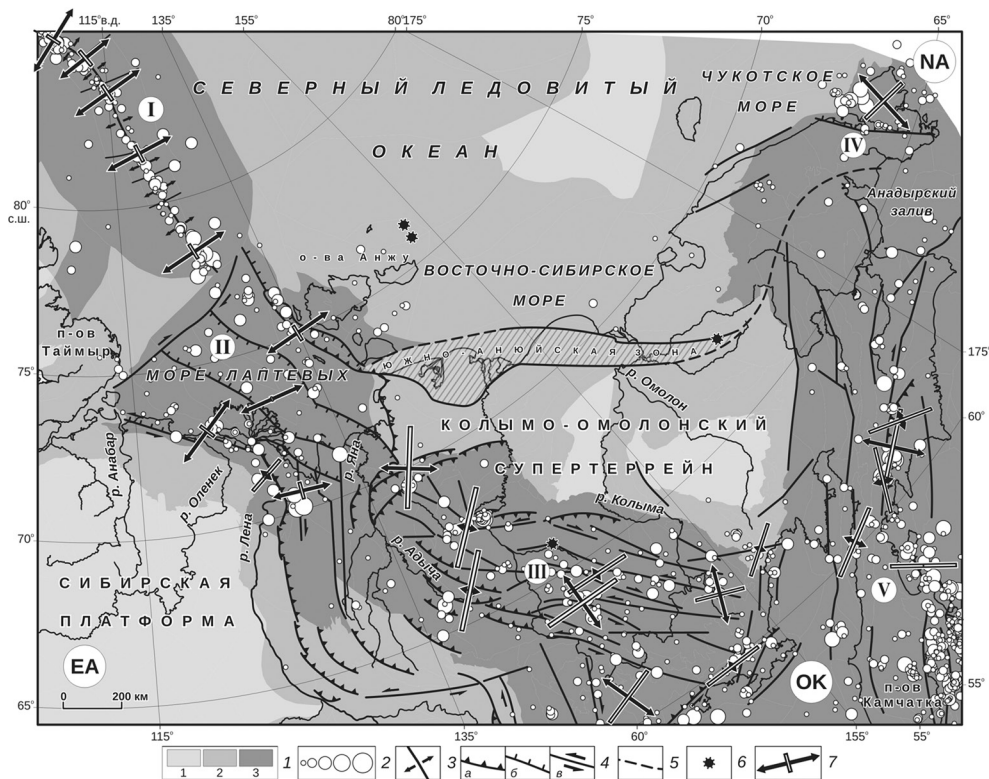


Рис. Схема геодинамической активности новейших структур северо-восточного сектора Российской Арктики (по [2] с дополнениями).

Литосферные плиты: EA – Евразийская, NA – Североамериканская, ОК – Охотоморская; *активные сегменты сейсмических поясов:* Арктико-Азиатский: I – спрединговый хребет Гаккеля, II – рифтовая система моря Лаптевых, III – сейсмотектоническая зона Черского; *Охотско-Чукотский:* IV – Чукотский, V – Корякско-Камчатский. I – классы геодинамической активности: 1 – низкой, 2 – умеренной, 3 – высокой; 2 – эпицентры землетрясений, соответственно с магнитудой (M_w): ≤ 4.0 , 4.1–5.0, 5.1–6.0, 6.1–7.0, ≥ 7.0 ; 3 – раздвиг в зоне спрединга; 4 – кинематика активных разломов: а – надвиг, б – сброс, в – сдвиг; 5 – предполагаемое продолжение Южно-Анхойской сутуры; б – кайнозойские вулканы; 7 – горизонтальная проекция главных осей сейсмотектонических деформаций, длина стрелок соответствует форме тензора деформаций и определенному сейсмотектоническому режиму.

Североамериканской плиты. В Полоусно-Дебинском террейне параметры фокальных механизмов очагов землетрясений умеренных магнитуд указывают на смешанное поле тектонических напряжений (различные комбинации растяжения и сжатия, с преобладанием режима растяжения), что может являться свидетельством возможного продолжения на континент структур Усть-Янского грабена Лаптевоморской рифтовой системы;

– *транспрессионный режим* установлен в Корякском сегменте, где при юго-восточном сжатии формируется система взбросов, надвигов и правых сдвигов. На юго-западе структуры при субгоризонтальных сжимающих усилиях и субгоризонтальном растяжении выявлен сдвиговый режим. Менее масштабное взбросо-надвиговое деформационное поле установлено с ориентацией осей сжатия с северо-востока на юго-запад;

– *растяжение* в Чукотском сегменте, связанное с положением Берингомор-

ского рифта в северной фронтальной части одноименной малой литосферной плиты. Рифт представляет собой зону растяжения, которая возникла между окончаниями двух крупных систем взбросов и правых сдвигов (на Корякском нагорье – Чукотке) и правых сдвигов Западной Аляски.

Рассмотренная зональность тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры, выявленная для активных сегментов континентально-шельфовой зоны Колымо-Чукотской коровой плиты, позволила существенно дополнить и уточнить «Схему геодинамической активности неотектонических структур и сейсмотектонических деформаций северо-восточного сектора Российской Арктики» и оценить потенциальную сейсмическую опасность новейших структур переходной зоны шельф-континент, способных продуцировать сейсмические события с магнитудой $M_w = 6.5-7.0$ и интенсивностью до 8–9 баллов по шкале MSK-64. Результаты комплексного сейсмогеодинамического анализа будут являться базовой основой уточнения исходного сейсмического балла существующих нормативных карт общего и детального сейсмического районирования.

Исследования проведены по проекту РФФИ «Динамика новейших структур континентально-шельфовой зоны северо-восточного сектора Российской Арктики» (проект № 19–05–00062).

Литература

1. Имаева Л.П., Имаев В.С., Средкина А.И. Сейсмотектонические деформации активных сегментов зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Аннойской сутуры, северо-восток России // Геотектоника. 2021. № 1. С. 1–18. DOI: 10.31857/S0016853X21010069.
2. Сейсмотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики / отв. ред. Л.П. Имаева, И.И. Колодезников; Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т земной коры, Ин-т геол. алмаза и благородных металлов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 136 с.
3. Imaeva L.P., Gusev G.S., Imaev V.S., Mel'nikova V.I., 2017. Neotectonic activity and parameters of seismotectonic deformations of seismic belts in the Northeast Asia // Journal of Asian Earth Sciences 148, 254–264. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.09.007>.

Крикун Н.С.^{1,2}

ТИПИЗАЦИЯ КИНЕМАТИКА И МАСШТАБ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ О.
ИТУРУП (БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА)

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург

²Санкт-Петербургский Горный университет, г. Санкт-Петербург

Представления о тектонических дислокациях на территории островов Кунашир и Итуруп и смежной акватории постоянно пересматриваются на протяжении семи десятков лет [1]. Тем не менее знания о разрывных нарушениях региона важны для понимания его тектонической эволюции [2]. Изучение времени заложения и классификации тектонических дислокаций территории даёт представление о характере распределения тектонических напряжений на ней [3]. Это важный фактор для понимания причин и прогноза землетрясений [4]. Кроме этого, к зонам развития разрывных нарушений на южных Курилах приурочены зоны гидротермально-метасоматических изменений, несущие рудную минерализацию. С зонами разрывных нарушений и интенсивной трещиноватости пород связаны выходы источников минеральных и термальных вод. В этой связи представляется возможным использование линеаментного анализа космических снимков и карт геофизических аномалий в качестве альтернативного метода прогноза полезных ископаемых как на территории островов Кунашир и Итуруп, так и на всей островной дуге в целом.

При проведении данного исследования применен комплексный подход. Основным интерпретационным элементом при дешифрировании космических снимков (КС) и линеаментного анализа аномальных геофизических полей является линеамент – спрямленные системно-упорядоченные элементы КС и полей, отвечающие особенностям рельефа земной поверхности и физически неоднородностям глубинных недр – элементам пликтивных дислокаций (складки и поднятия), границам между геологическими подразделениями, зонам разрывных нарушений, зонам повышенной трещиноватости и т.п. [5, 6]. Существуют различные взгляды на природу линеаментов [7]. Тем не менее, линеаментные схемы опосредованно могут характеризовать разрывную тектонику региона исследований [8]. Важно отметить, что структуры земной коры, созданные при самых молодых ее движениях, имеют существенное значение в формировании современного рельефа земной поверхности [9], что доказывает применимость линеаментного анализа для исследования тектонических нарушений о. Итуруп. В качестве альтернативных методов для подтверждения тектонического происхождения выявленных структур использовались картографические материалы предшественников и собственные полевые наблюдения. При таком подходе интерпретатору приходится работать с огромным количеством линеаментов. Для того чтобы редуцировать это число, применяется операция ранжирования, основная задача которой направлена на группирование линеаментов по определенным признакам (длина, степень проявленности). Такой комплексный подход к дешифрированию материалов дистанционного зондирования и карт геофизических полей применен впервые для данной территории.

Итогом выполненных построений является схема распределения «структурно-вещественных неоднородностей» (линеаментов) (рис.). На данной схеме ранги линеаментов отмечены различными цветами: 1 ранг (главные) – желтый; 2 ранг (второстепенные)

Схема распределения линеаментов острова Итуруп
масштаб: слева 1:1 000 000; справа 1:200 000

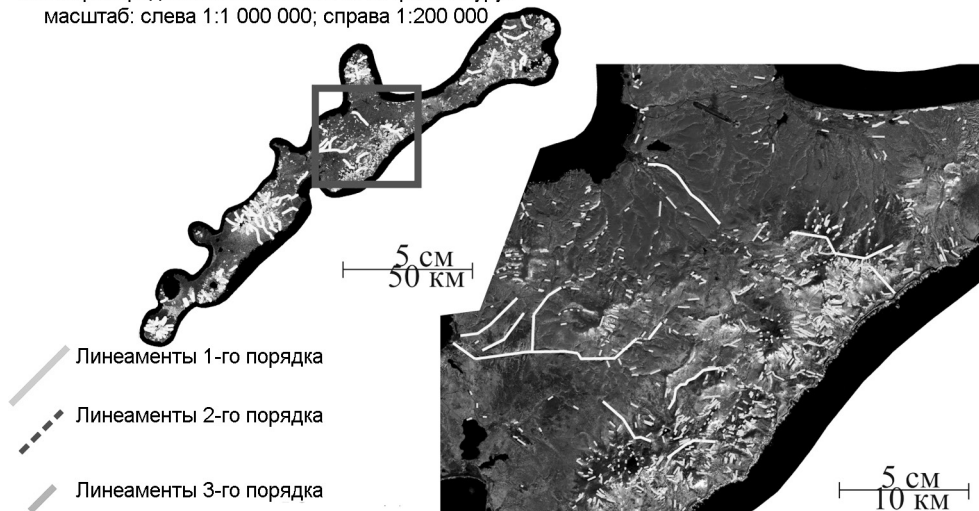


Рис. Схема распределения «структурно-вещественных неоднородностей» (линеаментов).

– зеленый; 3 ранг (прочие) – голубой. Выявленные структуры подтверждаются другими информационными слоями (картами геофизических полей, тектоническими схемами и др.). Тектонические нарушения, закартированные в ходе полевых работ на острове, также соответствуют извлеченным линеаментам, при чем крупные разломы соответствуют линейным структурам первого, реже второго ранга.

Для того, чтобы оценить пространственное распределение выявленных структур и тектонических напряжений островов были построены роз-диаграммы для каждой группы линеаментов и для всех групп в целом (использовались распределения по частоте встречаемости и по длине).

На основе выполненных работ можно утверждать, на примере острова Итуруп, что на территории острова выявлено и подтверждено наличие 2862 линеаментов трех рангов. Исходя из анализа роз-диаграмм очевидно, что общий тренд линеаментов имеет бимодальное распределение и приблизительно соответствует простиранию сейсмофокальной зоны, азимут которого в районе южных Курил составляет $50-55^\circ$ [10].

В ходе исследования выделено 119 линеаментов первого ранга, средняя длина которых составляет 3084 м. Примечательно, что по частоте встречаемости линеаменты первого ранга (простираются поперечно оси острова Итуруп. Это доказывает тот факт, что часть выявленных линеаментов соответствует главным разломам, обуславливающим блоковое строение о-ва Итуруп [1].

Линеаменты 2-го ранга, зачастую являются опережающими к структурам первого ранга, что обуславливает широкий диапазон их простирания. К данной группе отнесены 1000 линеаментов, средняя длина которых составляет 767 м.

Линеаменты 3-го ранга, согласно существующим тектоническим схемам, в основном, соответствуют трещинам раздвига, выполненными дайками, и малопротяженным сбросам. К ним отнесены 1743 структуры, средняя длина которых составляет 490 м. Можно предположить, что формирование данных структур обусловлено режимом растяжения в северном, северо-северо-восточном направлении.

Важным этапом при проведении данного исследования стало построение схемы плотностного распределения линеаментов о-ва Итуруп. Зоны наибольшей концентрации линеаментов окрашены в красный цвет. Исходя из видно, что этим зонам соответствуют действующие вулканические постройки, сложенные вулканическими образованиями четвертичного возраста. Данная схема может быть применима в качестве альтернативного метода прогноза полезных ископаемых в удаленных и труднодоступных. Это обусловлено тем, что при наложении данной схемы на карту прогноза полезных ископаемых [1] наблюдается значимая корреляция между положением рудных объектов и зонами пересечений и концентрации линеаментов.

Исследование выполнено в рамках объекта «Создание комплектов государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (авторский вариант) листов L-55 (Южно-Курильск (с клапаном K-55), L-56 (о. Симушир)» (Государственное задание ФГБУ «ВСЕГЕИ» 14.01.2021 г., № 049-00016-21-00, выданного Федеральным агентством по недропользованию).

Литература

1. Ковтунович П.Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 :200 000. Изд-е второе, Серия Курильская, лист L-55-XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXII, XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2002. 298 с.
2. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М: Наука, 1976. 244 с.
3. Ageev, A.S., Egorov, A.S. Deep structure of the baikal-stanovaya shear zone: Results of geological-geophysical data interpretation // Topical Issues of Rational Use of Natural Resources – Proceedings Of The International Forum-Contest of Young Researchers, 2018. 2019. P. 3–8.
4. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Очаговые зоны катастрофических симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (Mw = 8.3) и 13 января 2007 г. (Mw = 8.1) и строение земной коры средних курил // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 54–63.
5. Hobbs, W.H. Lineaments of the Atlantic border region // Geological Society of America Bulletin, 1904. V. 15. P. 483–506.
6. Кузьмин Ю.О. и др. Особенности структурного дешифрирования линеаментов с учетом современной геодинамики разломов // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. 2016. № 13. С. 1–21.
7. Короновский Н.В. и др. Линеаменты, планетарная трещиноватость и регматическая сеть: суть явлений и терминология // Геотектоника. 2014. № 2. С. 75–88.
8. Егоров А.С. Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 200 с.
9. Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Известия АН СССР. М., 1948. 16 с.
10. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Фролов Д.И. Современная геодинамика Курильской зоны субдукции // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 1. С. 23–28.

Меркулова Т.В.

**ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ПРИАМУРЬЯ И
СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ В 1970–2015 гг.**

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

Одной из особенностей развития сейсмического процесса является его неравномерность, выражающаяся в наличии периодов активизации, когда происходит значительное количество землетрясений с событиями значительной магнитуды, разделенных промежутками времени практически полного отсутствия сейсмических событий. При этом мерой сейсмической активности служит как количество землетрясений определенных магнитуд, так и выделившаяся суммарная сейсмическая энергия всех произошедших землетрясений за заданный промежуток времени.

Для анализа сейсмического процесса Приамурья и сопредельных территорий использован каталог ИТиГ ДВО РАН, где собраны данные о землетрясениях из опубликованных сборников «Землетрясения в СССР», «Землетрясения России», «Землетрясения Северной Евразии». В качестве параметра определяющего уровень сейсмической активности региона или отдельных его частей была выбрана сейсмическая энергия. Суммирование сейсмической энергии выполнялось в годовых интервалах. Для всего региона были выполнены расчеты, как с использованием землетрясений всех магнитуд, так и событий с $M \geq 3$ в период 1970–2015 г.

Расчеты выделившейся сейсмической энергии для региона ($126\text{--}140^\circ$, $48\text{--}56^\circ$) показывают, что ее максимальная величина наблюдалась в 1986 г. Пики меньших величин отмечаются в 1994 г., 1999 г, и еще меньшей интенсивности в 1970, 1972, 2007 гг. Максимумы сейсмической энергии согласуются с количеством относительно сильных землетрясений ($M \geq 4.5$) (рис.). Анализ сейсмической активности в 1983–1987 г. показал, что вблизи границы на территории Китая произошла серия землетрясений с магнитудой 5–6. Землетрясения приурочены к пересечению разломов разной ориентировки, вблизи выходов базальтоидов четвертичного возраста. Далее выполнены расчет выделившейся сейсмической энергии без включения скопления землетрясений на территории Китая в координатах $128\text{--}140^\circ - 48\text{--}56^\circ$ в том же временном диапазоне. Максимум сейсмической энергии отмечается 1994 г, а так же значительное выделение сейсмической энергии имело место в 1985–1987 гг. Менее значимые пики проявлены в 1970, 1999, 2004 и 2007 гг.

Землетрясения сейсмической активизации в 1985–1986 г. в Приамурье локализируются в зону северо-восточного направления, при этом ее приуроченность к крупным разломами, выделенным по геологическим данным, не устанавливается. Область локализации событий 1983–1987 гг. в западной части корреспондирует с аналогичной вытянутостью изолиний региональной аномалии гравитационного поля сложной формы и далее проходит через ее наиболее интенсивную часть, достигая побережья. Большая часть землетрясений, произошедших в интервале 1992–1995 гг. отмечалась по разломам северо-восточного направления - Амгуньскому, Дигдиланскому и Тыльскому и Улигданским. Сейсмическая активизация в период 2003–2009 г. в значительной мере проявилась на крупных разломах северо-восточного простирания Итун-Иланскому, Курскому и Бичи-Амурскому [1].

Далее регион Приамурья и сопредельных территорий был разделен на 4 области. Анализ сейсмической активности в областях показал, что все описанные максимумы

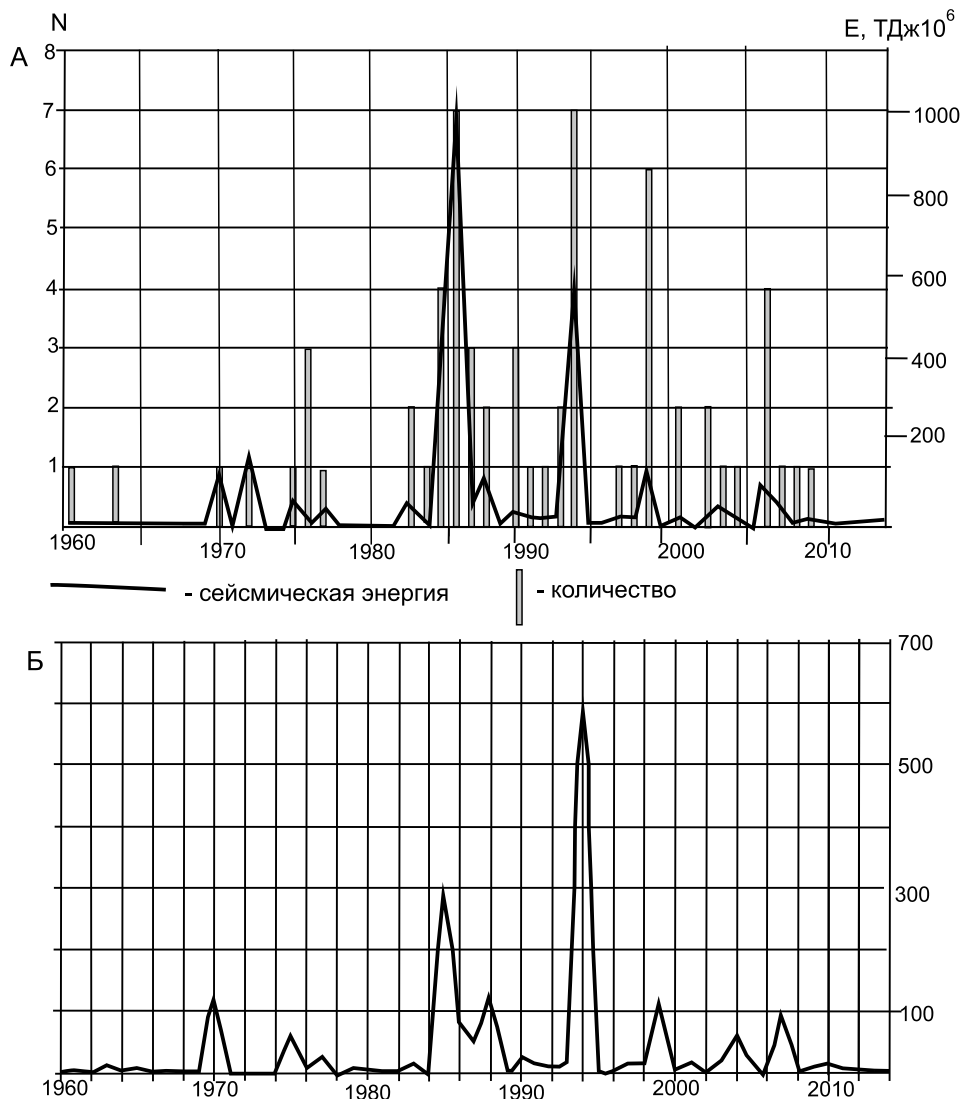


Рис. Распределение сейсмической энергии и количества землетрясений ($M \geq 4.5$) по годам в 1960–2015 гг. А – в координатах 126–140°, 48–56°; Б – в координатах 128°–140°; 48°–56°.

сейсмической энергии отмечаются только в области 1 (126°–133°, 52°–56°). В области 2 (133°–140°; 52°–56°) слабо проявлена сейсмическая активизация в 1970–1975 г. В области 3 (133°–140°; 48°–52°) отсутствует сейсмическая активизация в 1983–1987 гг. Значительное выделение сейсмической энергии в 1985–1986 и 1994 гг. характерное для зоны 4 (126°–133°; 48°–52°) и отсутствие активизации 1970–1975 гг.

Выполненный анализ выделившейся сейсмической энергии в интервале 1970–2015 г. для Приамурья и сопредельной территории показывает корреляцию максимумов сейсмической энергии с экстремумами осредненной в годовых интервалах низкочастот-

ной составляющей скорости вращения планеты [2, 3]. Изменения скорости вращения 1971–1975 г. корреспондируют со слабыми пиками сейсмической активности 1970–1975 г., максимум скорости в 1984–1986 г. с сейсмической активизацией в 1985–1986 г. Следующий пик скорости в 1992–1994 году соответствует сейсмической активизации в 1994 г. Экстремальные величины скорости в 2004–2007 г. со слабыми повышенными величинами сейсмической энергии в 2005 и 2007 г.

Выводы:

1. За период 1970–2015 г. выявлены четыре наиболее значимых периода сейсмической активизации района Приамурья и сопредельной территории с преобладанием активизации в 1986 и 1994 г.

2. Максимумы выделившейся сейсмической энергии в регионе коррелируются с низкочастотной составляющей скорости вращения планеты.

Литература

1. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
2. Милоков В.К., Кравчук В.К., Миронов А.П., Латынина Л.А. Деформационные процессы в литосфере, связанные с неравномерностью вращения Земли // Физика Земли. 2011. № 3. С. 96–109.
3. Фридман А.М., Поляченко Е.В., Насырканов Н.Р. О некоторых корреляциях в сейсмодинамике и двух компонентах сейсмической активности Земли // Успехи физических наук. 2010. Т. 180, № 3. С. 303–312.

Никитенко О.А.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ГЛУБИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОЧАГОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

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

Исследования процессов грязевулканической деятельности имеют продолжительную историю, однако, несмотря на это, многие вопросы, касающиеся механизмов формирования грязевулканических систем, на сегодняшний день остаются нерешенными. Например, остается неизвестным, на какой глубине и при каких физико-химических условиях происходит генерация грязевулканических флюидов. Как правило, глубины расположения очагов грязевых вулканов устанавливаются по стратиграфическому возрасту наиболее древних обломков горных пород, присутствующих в составе сопочной брекчии. Кроме того, довольно часто для оценки глубины проникновения корней грязевых вулканов в осадочный чехол применяют геофизические методы (сейсмическое и электромагнитное зондирование и т.д.) и изотопно-геохимические исследования водной и газовой фаз грязевулканических выбросов. В частности, исследования химического состава вод, разгружаемых грязевыми вулканами, позволяют оценить ориентировочные температуры вод на глубине их формирования, используя гидрохимические геотермометры – полуэмпирические зависимости, связывающие глубинную температуру и концентрацию или отношения концентраций определенных компонентов химического состава исследуемых вод.

В настоящей работе с помощью различных гидрохимических геотермометров (Mg–Li, Na–Li, K–Na и K–Mg) сделаны оценки глубинных температур для вод грязевых вулканов, расположенных в разных странах мира – Азербайджане, Грузии, Индии (Андаманские о-ва), Италии, Китае, России (о. Сахалин, Керченский п-ов, Таманский п-ов), США (Аляска), Тайване, Туркменистане, Тринидаде и Тобаго. Для расчетов использовались литературные данные о химическом составе грязевулканических вод, представленные в работах [1–5, 7, 8, 11–14].

Результаты расчетов глубинных температур по гидрохимическим геотермометрам показали, что формирование грязевулканических вод в разных регионах происходит при разных температурах. Преимущественный диапазон температур генерации вод для большинства исследуемых грязевых вулканов находится в интервале от 50 до 90 °С. При этом наиболее высокие пластовые температуры установлены для грязевых вулканов Туркменистана, Аляски, о. Сахалин и Керченского п-ова. Медианные значения глубинных температур, полученные по разным геотермометрам, для грязевых вулканов Туркменистана составляют от 98 до 99 °С, для Аляски – от 97 до 134 °С, о. Сахалин – от 71 до 160 °С и для Керченского п-ова – от 68 до 117 °С.

Исходя из значений расчетных температур и региональных геотермических градиентов, были определены ориентировочные глубины формирования вод грязевых вулканов в разных регионах мира. Считается, что для расчета глубинных температур грязевулканических вод наиболее подходящим является Mg–Li геотермометр, так как он был специально разработан для вод седиментационных бассейнов [5]. В этой связи для оценки глубин образования очагов грязевых вулканов использовались температурные данные, полученные по Mg–Li геотермометру. Геотермические градиенты для исследуемых районов рассчитывались по уровню теплового потока в регионе [9] и среднего

значения коэффициента теплопроводности осадочных горных пород, который составляет 1.6 Вт/м °С [6]. Расчеты показали, что при заданных параметрах, положение грязевулканических очагов соответствует интервалу глубин от 0.9 до 3.2 км. Необходимо отметить, что значения температур генерации грязевулканических вод, полученные с помощью гидрохимических геотермометров, и установленные на их основании интервалы глубин заложения очагов грязевых вулканов следует считать условными. Это обусловлено тем, что температуры, рассчитанные с использованием разных геотермометров, не всегда имеют хорошую сходимость, а коэффициенты теплопроводности горных пород в реальных условиях могут сильно отличаться от среднего справочного значения.

Сведения о геотемпературных условиях и глубинах генерации грязевулканических вод имеют большое значение для понимания процессов, протекающих на глубине заложения грязевулканических очагов. Прежде всего, необходимо отметить, что глубинные температуры генерации вод грязевых вулканов во многом совпадают с зоной гидрослюдизации глин (трансформации смектита в иллит), верхняя граница которой соответствует диапазону температур от 60 до 90 °С, а нижняя от 90 до 140 °С [10]. Это согласуется с одной из гипотез образования грязевых вулканов, согласно которой аномально высокие пластовые давления в грязевулканических очагах инициируются элизионными процессами преобразований осадочных пород. Считается, что реакции перекристаллизации смектита в иллит сопровождаются выделением в поровое пространство изотопно-тяжелых дегидратационных вод, обогащенных бором. Сопоставление глубинных температур, рассчитанных по Mg–Li геотермометру, с содержанием бора и кислорода-18 в грязевулканических водах показало, что обогащение вод данными компонентами происходит по мере повышения температуры (рис.). Коэффициент ранговой корреляции Спирмена между расчетными температурами и содержанием бора и кислорода-18 в грязевулканических водах составляет 0.46 и 0.30 соответственно. Кроме того, между содержанием бора и кислорода-18 в грязевулканических водах также установлена положительная корреляционная зависимость, коэффициент ранговой корреляции Спирмена составляет 0.67.

Следует отметить, что интервал температур трансформации смектита в иллит пересекается с диапазоном температур главной зоны нефтегенерации. На этом основании в работе [15] было сделано предположение, что процесс термического разложения керогена также может способствовать повышению концентраций бора в водах осадочных

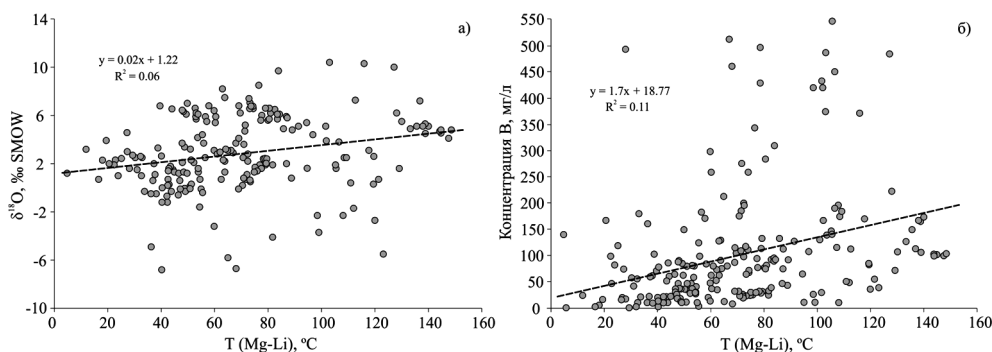


Рис. Соотношение концентраций $\delta^{18}\text{O}$ (а) и бора (б) в водах грязевых вулканов в разных регионах мира и значений глубинных температур, рассчитанных по Mg–Li геотермометру.

бассейнов, связанных с месторождениями нефти и газа. Грязевые вулканы пространственно часто сопряжены с нефтегазовыми месторождениями. Поэтому обогащение вод грязевых вулканов бором, возможно, происходит не только при фазовых превращениях глинистых минералов, но и в результате процессов термического созревания рассеянного органического вещества. Таким образом, температуры формирования грязевулканических вод, рассчитанные с помощью гидрохимических геотермометров, позволяют определить не только ориентировочные глубины заложения грязевулканических очагов, но и охарактеризовать процессы, протекающие в установленных интервалах глубин.

Литература

1. Ершов В.В., Левин Б.В. Новые данные о вещественном составе продуктов деятельности грязевых вулканов Керченского полуострова // Докл. АН. 2016. Т. 471. Вып. 1. С. 82–87.
2. Ершов В.В., Никитенко О.А. Изотопный и химический состав вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана (по результатам опробования 2009 и 2010 гг.) // Известия вузов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2017. № 4–1. С. 110–120.
3. Лагунова И.А., Гемп С.Д. Гидрогеохимические особенности грязевых вулканов // Советская геология. 1978. № 8. С. 108–124.
4. Лаврушин В.Ю., Корф А., Deyhle A. и др. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
5. 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.
6. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б. Дортман, 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1984. 455 с.
7. Chao H.C., You C.F., Liu H.C. et al. The origin and migration of mud volcano fluids in Taiwan: Evidence from hydrogen, oxygen, and strontium isotopic compositions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. V. 114. P. 29–51.
8. Dia A.N., Castrec-Rouelle M., Boulegue J. et al. Trinidad mud volcanoes: Where do the expelled fluids come from? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63, N 7–8. P. 1023–1038.
9. Davies J.H. Global map of solid Earth surface heat flow // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 11, N 10. P. 4608–4622.
10. Freed R.L., Peacor D.R. Variability in temperature of the smectite-illite reaction in Gulf Coast sediments // *Clay Minerals*. 1989. V. 24, N 2. P. 171–180.
11. Minissale A., Magro G., Martinelli G. et al. Fluid geochemical transect in the Northern Apennines (central-northern Italy): fluid genesis and migration and tectonic implications // *Tectonophysics*. 2000. V. 319, N 3. P. 199–222.
12. Motyka R.J., Pobeda R.J., Jeffrey A. Geochemistry, isotopic composition, and origin of fluids emanating from mud volcanoes in the Copper River basin, Alaska // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53, N 1. P. 29–41.
13. Nakada R., Takahashi Y., Tsunogai U. et al. A geochemical study on mud volcanoes in the Junggar Basin, China // *Applied Geochemistry*. 2011. V. 26, N 7. P. 1065–1076.
14. Ray S.J., Kumar A., Sudheer A.K. et al. Origin of gases and water in mud volcanoes of Andaman accretionary prism: implications for fluid migration in forearcs // *Chemical Geology*. 2013. V. 347. P. 102–113.
15. Williams L.B., Hervig R.L., Wieser M.E. et al. The influence of organic matter on the boron isotope geochemistry of the gulf coast sedimentary basin, USA // *Chemical Geology*. 2001. V. 174, N 4. P. 445–461.

Онухов Ф.С.**НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ**

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

Изучение неотектоники выполнено на двух полигонах: Биробиджанском, который располагается в юго-западной части Нижнего приамурья, и Комсомольском – в северо-восточной части Нижнего Приамурья.

Методика исследования включает изучение неотектонической структуры с использованием дешифрирования космоснимков и топографических карт масштаба 1:2000000 и 1:250000. Основное внимание уделено выделению неотектонических разломов разного ранга. Использован анализ гидросети, уступы оперяющих и сколовых разрывов, сочетания горстов и линейных грабенов, межгорных впадин и пороговых поднятий. Вначале выделена трансрегиональная система прямолинейных образований, которые проявлены наиболее четко и рельефно. Кольцевые и дуговые неоднородности в том числе их оформляющие разрывные нарушения выявляются на уровне более детального анализа. Так же использован характер распределения высотных уровней рельефа, определяющий концентрический облик морфоструктур. При этом в целом наблюдается ритмичное чередование относительно поднятых и относительно опущенных их сегментов.

Биробиджанский полигон захватывает территорию в широтной полосе 48° – 49° и долготы между меридианами 130° – 163° . При региональном обзоре достаточно четко эта территория диагонально подразделяется на два участка, отличающийся друг от друга по особенностям рельефа и по характеру неотектонических движений. Восток-юго-восточный участок характеризуется преобладанием отрицательных движений, направленных на погружение блоков с амплитудами в пределах сотен метров. Другой, запад-северо-западный сектор полигона, отличается преимущественно восходящих движений. Высота приподнятых блоков колеблется в пределах 600–900 м., реже превышает 1000 м.

При дистанционном анализе элементов рельефа, подчинённых в значительной степени дуговой ориентировке (горные гряды и дуговые участки речных долин и межгорных депрессий), отчетливо выделяется крупная Биробиджанская морфоструктура центрального типа (МЦТ), с поперечными размерами до 100 км. В целом она имеет ассиметричное строение, обусловленное вихреобразным расположением её дуговых линеаментов, особенно периферийных. Её ядерная часть, хорошо проявленная в горном обрамлении западнее верховьев р. Биры, по облику ближе к четкой кольцевой морфоструктуре с поперечными размерами около 60×80 км. Вихреобразность МЦТ нарастает в западном направлении в пределах Сутарского хребта и его предгорья. Предполагается, что при формировании МЦТ в начале кайнозоя очаг магматизма отвечал центральной части МЦТ, а при дальнейшем развитии он как бы претерпел некоторое смещение к западу. При этом вихреобразное развитие её периферийных сегментов указывает на определённую роль в её формировании вращательных напряжений, направленных по часовой стрелке. По положению основных, наиболее четко отраженных в рельефе прямолинейных дизъюнктивов, на формирование МЦТ могли оказывать влияние две их системы – это северо-восточные и северо-северо-восточные разломы и узлы их пересечений. Вихреобразность Биробиджанской МЦТ обусловлена левосторонними сдвиговыми движениями по зонам северо-восточных разломов в мезо-кайнозойское время. Западный сектор Биробиджанской морфострук-

туры сильно подвержен блоковой дифференциации, где значительная роль отводится северо-восточным разломам.

Помимо рассмотренной Биробиджанской морфоструктуры в западной части выделяются ещё две-три МЦТ, среди которых в отношении сейсмотектоники наибольший интерес представляет Облученская морфоструктура. Характерно, что она располагается в зоне интерференции между Биробиджанской и соразмерной ей Хинганской МЦТ. Оценивая распределение эпицентров землетрясений, отражённых на приведённой схеме, можно констатировать следующие обстоятельства. Наиболее сейсмоактивной является западная часть региона, как в отношении частоты сейсмических событий, так и их силы. Сейсмоактивная область располагается в зоне интерференции вихревых ответвлений МЦТ (Хинганской и Биробиджанской), что может указывать на значительную роль в проявлении сейсмоактивности элементов дуговых разломов. Видимо в зоне их интерференции интенсивная блоковая дифференциация неотектонической структуры создаёт условия для разрядки возникающих при этом напряжений.

Для сравнительного анализа рассмотрим другой регион Приамурья, условно Комсомольский полигон. В новейшей структуре рассматриваемый участок представляет ансамбль более ранних кольцевых образований, осложнённых в значительной степени последующими блоковыми деформациями в основном по диагональной системе линейных разрывных нарушений. Наиболее крупная - Комсомольская морфоструктура, характеризуется поднятием в ее центральной части. На периферии происходит чередование в различной степени поднятых и опущенных сегментов, при этом высоко подняты горсты (свыше 1500 м) приурочены к ее интерференции с Горинской морфоструктурой в пределах хр. Мяочан. Характерно, что периферийные юго-восточные дуговые линейaments как бы вихреобразно удаляются друг от друга по часовой стрелке, в то время, как приближаясь к центральной части, структура все более приобретает ее кольцевой облик. Такое строение указывает на вулканотектоническое зарождение морфоструктуры под воздействием глубинных разогретых масс [2] при этом на начальном этапе преобладали импульсные, преимущественно субвертикальные воздействия на земную кору. Новейшее голоценовое усложнения внутренней структуры произошло за счет блоковой дифференциации по системе прямолинейных разломов. По северо-западной зоне нарушений, контролирующей нижнее течение р. Силинка, северо-восточный сегмент ядерной части морфоструктуры в целом опущен и блоково раздроблен в зоне интерференциального сочленения ее с Бокторской и Эворонской морфоструктурами. Последние в современном рельефе представляют «руины» вулканоструктур, которые в процессе блоковых деформаций в условиях рифтообразования [3] вовлечены в общее тектоническое погружение с формированием межгорных впадин.

В целом Комсомольская тектономагматическая морфоструктура, несмотря на более молодые блоковые перемещения, сохраняется как поднятый горный массив Мяочанского хребта [1]. Ее северо-восточный сектор вовлечен в общее относительное опускание по зоне северо-западных сбросов.

Переходя к анализу распределения сейсмичности в пределах Комсомольского региона, отметим следующие особенности. Большинство зафиксированных к настоящему времени землетрясений приурочены в большей степени к сегментам интерференции кольцевых морфоструктур. В этих сегментах происходит более интенсивная блоковая дифференциация, обусловленная наложением на элементы кольцевых структур сети северо-восточных сбросо-сдвигов и северо-западных взбросо-надвигов и сбросов. На

периферии Комсомольской морфоструктуры выделяются две таких зоны с повышенной сейсмоактивностью: на ее северо-восточном крыле при интерференции с Эворонской и Бокторской морфоструктурами и в ее южном сегменте. При ее интерференции с Верхнегоринской концентрической структурой отмечается зона слабых сейсмических событий. Оценивая характер сейсмичности в целом для Комсомольского участка, можно сделать заключение о следующих особенностях. Кольцевые морфоструктуры подвержены переработке рельефа блоковому усложнению и распаду, что указывает на связь сейсмических явлений с разрядкой тектоно-магматических напряжений преимущественно сбросового типа.

Выводы:

1. Концентрические морфоструктуры, выявленные на полигонах, контролируют проявления современной сейсмичности.

2. Контролирование проявляется двояким образом. Там, где глубинные источники разогретого вещества еще не исчерпали свой потенциал, как в центральной части Биробиджанской МЦТ, возможны сейсмические события, связанные с восходящими блоковыми движениями. Зафиксированные землетрясения тяготеют к зоне интерференции дуговых нарушений, проявленных на периферии морфоструктуры. В тех МЦТ, где значительно исчерпан глубинный потенциал, как на Комсомольском полигоне, землетрясения связаны с их распадом и вовлечением блоков в погружение.

Литература

1. Иванников Ю.К., Онухов Ф.С., Сазыкин А.М., Ставров В.Н. Сейсмические и неотектонические особенности северо-восточного фланга Буреинского массива // Тихоокеан. геология. 1988. №4. С. 42–49.
2. Романовский Н.П. Проблемы выделения и изучения рудно-магматических систем // Магматогенно рудные системы. Владивосток: ДВО РАН, 1979. С. 11–21.
3. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С. Морфотектоника Нижнего Приамурья. // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 97–106.

Пупатенко В.В.

**СЕЙСМИЧЕСКАЯ ДОБРОТНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ПРИАМУРЬЯ ПО КОДЕ S ВОЛН
ЛОКАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

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

Затухание сейсмических волн – основной процесс, влияющий на распространение сейсмического эффекта от землетрясений. Наиболее часто для описания затухания используют добротность среды Q – безразмерную величину, равную относительной потере волновой энергии за один цикл колебаний. Высокие значения сейсмической добротности в литосфере континентального типа характерны преимущественно для платформенных областей и свидетельствуют о низком уровне тектонической активности. Низкие значения добротности, напротив, характерны для более молодых структур и зачастую соотносятся с зонами с высоким сейсмическим потенциалом.

Сведения о добротности позволяют моделировать распространение сейсмических волн, в том числе и в целях оценки макросейсмического эффекта от предполагаемого землетрясения. Модель затухания сейсмических волн, содержащая значение добротности литосферы, входит в алгоритм построения современных карт Общего сейсмического районирования ОСР-2016 [1].

Сейсмическая добротность для большей части территории России остаётся малоизученной, за исключением нескольких регионов, в первую очередь, Прибайкалья [4, 5]. Единственные данные по Приамурью – обзорные карты низкого разрешения, построенные в [7, 8] по коду Lg-волн, но для всей территории Евразии. Есть также измерения добротности по прямым Lg-волнам для соседних территорий Китая [9] и Монголии [6].

В настоящей работе приводятся оценки параметров затухания сейсмических волн для территории Приамурья, выполненные с использованием кода S волн. Кода-волны – совокупность рассеянных, отражённых и преломленных волн, следующих после прохождения прямой волны. Их природа была описана в [2, 3], для чего была предложена модель однократного рассеяния, согласно которой кода-волны в каждый момент времени представляют собой совокупность волн, один раз отражённых от равномерно распределённых неоднородностей.

Добротность увеличивается с частотой и обычно представляется в виде степенной зависимости $Q = Q_0 \cdot f^n$; определяются добротность на частоте 1 Гц Q_0 и частотный параметр n .

Для расчётов были отобраны около 930 сейсмограмм землетрясений, зарегистрированных локальной сейсмологической сетью Бурейской ГЭС, а также более 120 записей землетрясений, полученных на широкополосных сейсмических станциях, расположенных в п. Горный, р.п. Чегдомын, г. Зея и р.п. Экимчан. Добротность рассчитывалась по алгоритмам, приведённым в [4, 5], согласно модели однократного рассеяния [3]. Использовались стандартные параметры расчётов: окно шириной 30 с, с началом, выбираемым как удвоенное время пробега поперечных волн.

Из-за сравнительно небольшого количества исходных сейсмограмм на широкополосных сейсмостанциях определялись лишь усреднённые значения добротности для каждой станции. На сети Бурейской ГЭС также определялось азимутальное распределение добротности. Все определения добротности и частотного параметра, а также оценки их среднеквадратических отклонений dQ_0 и dn сведены в таблице.

Таблица. Значения добротности и частотного параметра

Станция, сеть станций	Q_0	dQ_0	n	dn	Количество сейсмограмм
Сеть Бурейской ГЭС	209	8	0.672	0.011	932
Чегдомын	268	54	0.584	0.062	62
Зея	218	54	0.676	0.075	41
Горный	177	61	0.730	0.100	15
Экимчан	274	69	0.555	0.078	4

Как видно из таблицы, распределение добротности литосферы Приамурья на региональном масштабе относительно равномерное, наблюдаемые в окрестностях разных станций отклонения при таком количестве исходных данных статистически не значимы.

На сети Бурейской ГЭС качество исходных данных позволило выделить пространственные вариации параметров затухания сейсмических волн. Рассчитанные вариации находятся в пределах 10%, реальные колебания значений сейсмической добротности должны быть в несколько раз выше, до 1.5–2 раз.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских учёных – кандидатов наук (№ МК-306.2020.5). Автор благодарен Филиалу ПАО «РусГидро» – «Бурейская ГЭС» и Сахалинскому филиалу ФИЦ ЕГС РАН за предоставленные сейсмические данные.

Литература

1. Уломов В.И. и др. Пояснительная записка к комплекту карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСП-2016 // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 49–121.
2. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves // Journal of Geophysical Research. 1969. V. 74, N 2. P. 615–631.
3. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects // Journal of Geophysical Research. 1975. V. 80, N 23. P. 3322–3342.
4. Dobrynina A. A. Coda-wave attenuation in the Baikal rift system lithosphere // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2011. V. 188, N 1–2. P. 121–126.
5. Dobrynina A. A. et al. Spatial changes of seismic attenuation and multiscale geological heterogeneity in the Baikal rift and surroundings from analysis of coda waves // Tectonophysics. 2016. V. 675. P. 50–68.
6. He J. et al. Attenuation of regional seismic phases (Lg and Sn) in Eastern Mongolia // Geophysical Journal International. 2017. V. 211, N 2. P. 979–989.
7. Mitchell B. J., Cong L., Ekström G. A continent-wide map of 1-Hz Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to lithospheric evolution // Journal of Geophysical Research. 2008. V. 113. B04303.
8. Mitchell B. J. et al. Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1997. V. 102. P. 22767–22779.
9. Ranasinghe N. R. et al. Frequency-dependent Lg attenuation in Northeast China and its implications // Geophysical Journal International. 2018. V. 212, N 3. P. 2131–2142.

Тимофеев В.Ю.¹, Горнов П.Ю.², Валитов М.Г.³, Ардюков Д.Г.¹,
Тимофеев А.В.¹

ПАРАМЕТРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ (ГОРНЫЙ
АЛТАЙ–ПРИМОРЬЕ)

¹ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СОРАН,
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

Введение

Изучение процесса релаксации смещений и деформаций земной коры при сильных землетрясениях позволяет получать данные о распределении смещений в пространстве и во времени. Имея такую информацию, можно переходить к оценкам упругих и вязких свойства среды. Анализ смещений был выполнен на основании многолетних данных, полученных в различных тектонических условиях, используя методы космической геодезии. Были рассмотрены два примера сейсмических горизонтальных смещений, в центральной части Евразийской тектонической плиты и на её окраине. Полученные результаты были проинтерпретированы в рамках моделей с линейной реологией. Ко-сейсмические смещения рассматриваются в рамках упругой модели, пост-сейсмические процессы рассматриваются для двухслойной вертикально стратифицированной модели, включающей упругий слой и вязкий слой.

Результаты определений в Горном Алтае

При изучении пост-сейсмических эффектов можно рассматривать пространственные распределения смещений и сравнивать их с модельными расчётами, с другой стороны, можно проанализировать кривую затухания смещений, исключая ко-сейсмическую часть. В момент Чуйского землетрясения 27.09.2003 года (50.0° с.ш., 87.9° в.д., $M = 7.5$) был зарегистрирован скачок ко-сейсмических смещений величиной в 1 м на выходящем на поверхность сейсмическом разрыве, смещения с расстоянием от разрыва убывают до 2 см (в 90 км от разрыва). Ко-сейсмические смещения хорошо соответствуют расчётам согласно дислокационной модели землетрясения в рамках упругого полупространства с параметрами, соответствующими модели средней континентальной Земли [1]. По данным сейсмологов афтершоки землетрясения регистрировались на глубине до 30 км, протяжённость разрыва составила около 130 км. Анализируя результаты, полученные через год после главного события в зоне Чуйского землетрясения, когда сейсмические подвижки в очаге стихают, остановимся на смещениях, связанных с эффектом вязкой релаксации. Исходя из протяженности разрыва для данных, полученных в центральной части, была использована 2D модель [2] пост-сейсмических смещений, зависящая от расстояния до разрыва, времени, мощности упругой части земной коры, скачка смещений на разрыве и от глубины разрыва. В результате многолетних измерений по сети пунктов эпицентральной зоны землетрясения получена картина распределения скоростей пост-сейсмических смещений в зависимости от расстояния до сейсмического разрыва (рис. 1). В рамках двухслойной модели [2] для центральной части Евразийской тектонической

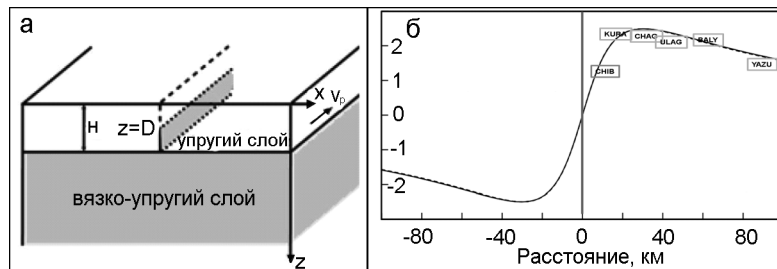


Рис. 1. Двухслойная модель (а). На границе упругого и вязкого слоёв «прилипание», т.е. нет разрыва смещений. После быстрого горизонтального смещения верхней части упругого слоя происходит медленное подтягивание нижней части упругого слоя, сцепленной с вязким слоем; б – пространственное распространение постсейсмических горизонтальных смещений при сдвиге на вертикальном разрыве (Горный Алтай, Чуйское землетрясение 27.09.2003, $M = 7.5$) на фоне модельных горизонтальных смещений в направлении, параллельном простиранию вертикального сейсмического разрыва (красная линия), вертикальная шкала – скорость пост-сейсмического смещения в мм/год. Экспериментальные результаты по шести пунктам сети за период 2004–2015 гг.

плиты (Горный Алтай) оценки вязкости нижней коры лежат в интервале $6 \times 10^{19} \div 3 \times 10^{20}$ Па·с, мощность верхней упругой части составляет 20 км.

Результаты измерений в Приморье

Методы космической геодезии активно применяются в научных исследованиях на Дальнем Востоке России. Наиболее сильным землетрясением за последние десятилетия здесь является Японское землетрясение 11.03.2011 с магнитудой $M = 9.0$. Ко-сейсмические проявления этого события были зарегистрированы на расстояниях в тысячу и более километров от эпицентра. Значение горизонтального вектора ко-сейсмических смещений для точек, расположенных в Приморье в дальней зоне (1000–1700 км от эпицентра) меняется от 40 мм до 7 мм, убывая с расстоянием и, в целом, соответствуют упругой модели [3]. Пост-сейсмические смещения в дальней зоне Японского землетрясения, изучались на юге Приморья на полигоне мыс Шульца (координаты 42.65° с.ш. и 130.88° в.д., ТОИ ДВО РАН) и представлены на рисунке 2.

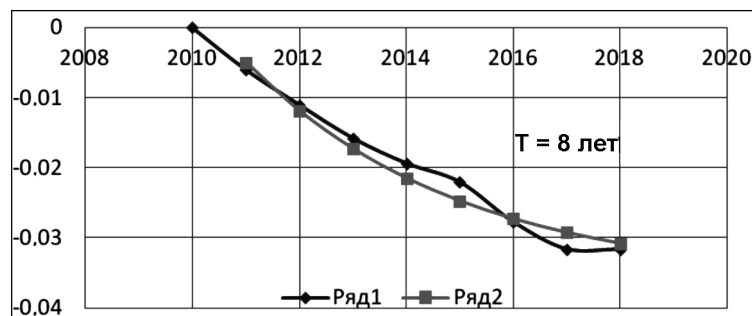


Рис. 2. Релаксация смещений, включающая ко-сейсмическую и пост-сейсмическую части (Ряд 1). График получен в дальней зоне (юг Приморья) Японского землетрясения (11.03.2011, $M = 9$). Зависимость пост-сейсмических горизонтальных смещений от времени начиная с осени 2011 года построена по модели Максвелла (Ряд 2) при времени релаксации $T = 2\eta/\mu$, где η – вязкость и μ – модуль сдвига. Время в годах, смещение на Юг в метрах.

Здесь, в отличие от Горного Алтая, где анализировались данные по сети пунктов эпицентральной зоны, рассматривались кривые релаксации смещений, полученные на одном пункте. Используя модель Максвелла при модуле сдвига нижней коры от 41 ГПа до 73 ГПа при времени затухания 8 лет получаем оценку для вязкости нижнего слоя от 3×10^{18} Па·с. до 5×10^{19} Па·с. Мощность верхней упругой части литосферы в исследованных регионах по нашим оценкам составляет 25–30 км.

Заключение

В результате исследований вязкости нижней коры показано, что в различных частях Евразийской тектонической плиты результаты отличаются на порядок. Так, для центральной части (район Горного Алтая) оценки эффективной вязкости лежат в интервале $6 \times 10^{19} \div 3 \times 10^{20}$ Па·с, на восточной окраине Евразийской плиты (район Приморья, Дальний Восток) оценки находятся в диапазоне $3 \times 10^{18} \div 5 \times 10^{19}$ Па·с. Известно, что при моделировании пост-сейсмических смещений в Монголии для землетрясения 1905 года ($M = 8.4$) в работе [4] авторами использованы значения вязкости для нижней коры от 3×10^{18} Па·с до 3×10^{20} Па·с. Полученные нами оценки лежат в пределах величин, полученных в сейсмоактивных районах мира, расположенных внутри континентов. Для краевой части Евразийской плиты из пространственного анализа, выполненного в районе северо-восточного Китая [5] после Японского землетрясения (11.03.2011, $M = 9.0$) получены оценки вязкости в интервале $(0.8 \div 2.0) \times 10^{19}$ Па·с. Наши оценки от 3×10^{18} Па·с. до 5×10^{19} Па·с находятся в том же диапазоне.

Литература

1. В.Ю.Тимофеев, Д.Г.Ардюков, А.В.Тимофеев, Е.В. Бойко. Современные движения земной поверхности Горного Алтая по GPS-наблюдениям // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 1. С. 123–146.
2. Segall P. Integrating Geologic and Geodetic Estimates of Slip Rate on the San Andreas Fault System // Intern. Geology Review. 2002. V. 44. P. 62–82.
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. 2011. № 8. С. 35–43.
4. Calais E., Vergnolle M., Deverchere J., San'kov V., Lukhev A., Amariargal S. Are post-seismic effects of the $M = 8.4$ Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area? // Geophys. J. Int. 2002. V. 149. P. 157–168.
5. Zhao Qian, Fu Guangyu, Wu Weiwei. Spatial-temporal evolution and corresponding mechanism of the far-field post-seismic displacements following the 2011 MW9.0 Tohoku earthquake // 2019. Congress IUGG. G06p-311.

Устюгов Г.В.**КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗВЕРЖЕНИЙ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ***ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Грязевой вулкан – это природная флюидодинамическая система, в процессе деятельности которой происходит перенос вещества (газ, вода, брекчия) и энергии из недр Земли на ее поверхность. Грязевой вулканизм является опасным геологическим явлением, которое должно учитываться при хозяйственной деятельности человека. Грязевые вулканы могут представлять серьезную опасность для инженерных сооружений (трубопроводы, кабельные каналы связи, транспортные магистрали), населенных пунктов, судоходства, природных экосистем и конечно же человеческих жизней [3, 7]. Для этого важно иметь корректные количественные оценки деятельности грязевых вулканов: среднее количество извержений грязевых вулканов в год, интервалы времени между извержениями одного и того же вулкана, объемы выбросов продуктов деятельности, а также триггеры, способные активизировать вулканы и спровоцировать сильные извержения. Эти и другие вопросы требуют внимания в изучении грязевого вулканизма.

В данной работе был выполнен анализ данных на примере Азербайджанского и Керченско-Таманского регионов. В этих областях сосредоточено большое количество наземных и морских грязевых вулканов: в Азербайджане расположено примерно 350 этих природных объектов, в Керченско-Таманском регионе – около 80. Азербайджан является самой крупной грязевулканической провинцией на Земле. Керченско-Таманская область входит в первую десятку регионов Земли по количеству грязевых вулканов [1].

Для Азербайджана существует довольно подробный каталог извержений грязевых вулканов с 1810 по 2014 гг. [1], который в процессе работы был дополнен по 2018 г. более свежими данными [10]. Каталог включает в себя сведения о 93 вулканах и свыше 400 извержениях. Для Керченско-Таманского региона существует каталог извержений с 1794 по 2016 гг. [12], который также был дополнен данными по 2018 г. [2, 4–6, 8]. После дополнений каталог содержит сведения о 30 грязевых вулканах и более 100 извержениях. Очевидно, что каталоги извержений этих регионов располагают неполными данными ввиду пропусков в наблюдениях за грязевыми вулканами (особенно до начала 20 века). Возникает актуальный вопрос об оценке полноты данных в каталогах извержений грязевых вулканов Азербайджана и Керченско-Таманского региона.

Среднее количество извержений грязевых вулканов Азербайджана составляет 3–4 (3.62) раза в год и остается примерно постоянным с 1946 г. До 1946 г. средние значения значительно меньше, что вероятно является результатом пропусков в наблюдениях за вулканами в то время. Иначе трудно поверить, что частота извержений грязевых вулканов увеличилась в несколько раз за два столетия, поскольку в геологических масштабах этот промежуток времени является незначительным. Если данная гипотеза верна, то по нашим оценкам полнота каталога составляет примерно 52 %. Частота извержений грязевых вулканов Керченско-Таманского региона примерно постоянно с 1977 г. и составляет 1–2 (1.45) раза в год. До 1977 г. средние значения значительно меньше, что вероятно также является заниженным из-за пропусков. В таком случае полнота каталога здесь составляет около 39 %. В обоих регионах приблизительно 70 % зафиксированных извержений приходится примерно на 30 % грязевых вулканов. Интервалы времени между следующими друг за другом извержениями каждого отдельного вулкана значительно

варьируются, но в целом можно говорить о некоторых характерных периодах покоя. В течение первых 5 лет происходит около 33 % всех извержений в Азербайджане и 48 % в Керченско-Таманском регионе. На первые 10 лет в обоих регионах приходится 51–54 % всех зарегистрированных извержений.

Во время сильных грязевулканических извержений происходят выбросы большого объема брекчии, которая изливается в виде мощных веерообразных или языкообразных потоков шириной в несколько сотен метров и длиной более километра [1]. Объем выброшенной брекчии может достигать таких масштабов, что последствия для находящейся неподалеку инженерной инфраструктуры могут быть катастрофическими [3]. Объемы выброшенной брекчии могут достигать миллионов кубических метров. Можно предположить, что чем дольше активный вулкан находится в состоянии покоя, тем большего объема выброса стоит ожидать во время предстоящего извержения. Данное предположение не подтверждается имеющимися данными. Проведенный нами анализ каталогов извержений показал, что в Азербайджанском и Керченско-Таманском регионах объем выбросов брекчии вулканов не зависит от времени их покоя. За два столетия наблюдений за вулканами фиксировались всевозможные объемы выбросов – от тысяч до миллионов кубометров – после совершенно разных промежутков покоя – от года до десятков лет. Есть много примеров, когда грязевые вулканы спустя всего год после последнего извержения выбрасывали намного больше брекчии, чем после многолетнего состояния затишья, и наоборот.

Грязевые вулканы могут изменять свою активность из-за землетрясений. Сейсмические события нередко выступают триггером для грязевулканических извержений [11]. Связь грязевого вулканизма и сейсмичности широко обсуждается в работах многих исследователей в последние годы. Самые быстрые отклики вулканов фиксируются в один день с землетрясениями. Также есть примеры, когда извержения происходят только через 2–3 года после землетрясений [9]. Актуальной является задача оценки вероятности отклика грязевых вулканов на землетрясения.

На примере Азербайджана были выявлены случаи, когда землетрясения должны были бы спровоцировать большое количество извержений грязевых вулканов: 1828 г. ($M = 5.7$), 1832 г. ($M = 5.4$), 1859 г. ($M = 6.1$), 1872 г. ($M = 6.0$), 1875 г. ($M = 5.4$), 1895 г. ($M = 7.7$), 1902 г. ($M = 6.2$), 1904 г. ($M = 5.1$), 1911 г. ($M = 6.4$), 1924 г. ($M = 6.6$), 1963 г. ($M = 6.2$), 1990 г. ($M = 7.4$), 2000 г. ($M = 6.4$), 2014 г. ($M = 5.4$). Но только в случае с ноябрьским землетрясением 2000 г. наблюдался четко выраженный положительный отклик вулканов. В 2001 г. в Азербайджане зафиксировано рекордно высокое количество грязевулканических извержений, а именно 19 событий. Но в остальных случаях, когда землетрясения по своим параметрам подходили на роль триггера, отреагировала лишь небольшая часть грязевых вулканов. Стоит отметить, что существует ряд случаев максимальной активности вулканов Азербайджана (1926, 1970, 1986, 1989, 2004 гг.), когда было зафиксировано большое количество извержений (9 и более событий). Но им не предшествовали какие-либо землетрясения, которые могли бы сыграть роль спускового механизма. В Керченско-Таманском регионе были выявлены только два эпизода, когда землетрясения должны были бы вызвать значительное количество извержений: 1834 г. ($M = 5.5$) и 1879 г. ($M = 5.5$). Но после этих событий отреагировали лишь единицы грязевых вулканов. В данном регионе также были зафиксированы максимумы грязевулканической активности в 2002 и 2015 гг. (10 и 7 извержений, соответственно), которым не предшествовали какие-либо землетрясения-триггеры. Все это говорит о том, что

помимо землетрясений существуют и другие факторы, которые играют важную роль в эруптивной деятельности грязевых вулканов.

Выражаю признательность своему научному руководителю, к.ф.-м.н. В.В. Ершову за помощь, оказанную на всех этапах проведения данного исследования.

Литература

1. Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Рахманов Р.Р. Атлас грязевых вулканов мира. Баку: Nafta-Press, 2015. 322 с.
2. Богатиков О.А., Войтов Г.И., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Науменко-Бондаренко И.И., Пузич И.Н., Коробейник Г.С. О пароксизмальном извержении грязевого вулкана горы Карabetова 6 мая 2001 г. (Таманская грязевулканическая провинция) // Докл. АН. 2003. Т. 390, № 6. С. 805–808.
3. Богоявленский В.И., Богоявленский И.В., Каргина Т.Н. Грязевулканическая катастрофа в Индонезии // Бурение и нефть. 2017. № 11. С. 18–27.
4. Иванова Е.А., Масберг И.В., Чекалов В.П., Гулин М.Б. Подводный грязевой вулкан Голубицкий как локальная экотоксичная ландшафтная фацция прибрежной сублиторали рекреационной зоны Азовского моря // Экология: рациональное природопользование и безопасность жизнедеятельности. Майкоп: Изд-во АГУ, 2017. С. 143–146.
5. Измайлов Я.А., Гусаков И.Н. Катастрофические извержения грязевых вулканов и их признаки в разрезах плейстоценовых отложений (Таманский полуостров) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2017. № 2. С. 77–80.
6. Оленченко В.В., Шнюков Е.Ф., Гаськова О.Л., Кох С.Н., Сокол Э.В., Бортникова С.Б., Ельцов И.Н. Динамика извержения грязевого вулкана на примере сопки Андрусова (Булганакский грязевулканический очаг, Керченский полуостров) // Докл. АН. 2015. Т. 464, № 2. С. 214–219.
7. Шнюков Е.Ф., Маслаков Н.А. Потенциальная опасность грязевого вулканизма для судоходства // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 2. С. 81–91.
8. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области: Атлас. Киев: Наукова думка, 1986. 152 с.
9. 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. doi:10.1007/s11069-014-1035-5.
10. Baloglanov E.E., Abbasov O.R., Akhundov R.V. Mud volcanoes of the world: classifications, activities and environmental hazard (informational-analytical review) // European journal of Natural History. 2018. N 5. P. 12–26.
11. Manga M., Brumm M., Rudolph M.L. Earthquake triggering of mud volcanoes // Marine and Petroleum Geology. 2009. V. 26. P. 1785–1798. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.01.019.
12. Shnyukov E., Yanko-Hombach V. Mud Volcanoes of the Black Sea Region and their Environmental Significance. Cham: Springer Nature Switzerland AG, 2020. 494 p. doi:10.1007/978-3-030-40316-4.

РАЗДЕЛ IV
СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И
ИХ УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

Гресов А.И., Яцук А.В., Швалов Д.А.

**ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ
БАССЕЙНОВ И ГЕОСТРУКТУР ОКРАИННО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-
СИБИРСКОГО МОРЯ И СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА**

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

Восточно-Сибирское море (ВСМ) является самым слабоизученным и труднодоступным из Арктических морей России – основная часть моря, представленная внутренним шельфом с глубинами моря менее 50 м, освобождается от ледового покрытия в пределах прибрежной акватории в течение двух-трех месяцев. Акватория района исследований (рис. 1) практически круглогодично покрыта ледовым покровом, и только эпизодически доступна для проведения научно-исследовательских работ, в процессе которых установлены геолого-структурные и прямые газогеохимические признаки нефтегазоносности [1, 2].

Стратиграфия. Допалеозойские образования района представлены верхней мантией, базитовым слоем нижней коры и диоритовым слоем верхней коры. Глубина залегания мантии в восточной части составляет 29–30 км, базитового и диоритового слоев – 17–20 и 13–17 км. Архей-протерозойский гранитно-метаморфический слой верхней коры в этом районе (станции 440–560, рис. 1) отсутствует [2]. В западной части района архей-протерозойские породы наиболее близко подходят к поверхности на поднятии Лонга и островов Генриетты и Жаннетты [5]. В палеозойских, мезозойских и кайнозойских образованиях, по аналогии с американской частью Чукотского моря и Северной Аляски, выделяются пять структурно-стратиграфических сейсмокомплексов, разделенных между собой поверхностями региональных несогласий EU, PU, JU, BU, mBU: нижнеэлсмирский (девон–нижнепермский), верхнеэлсмирский (верхнепермско-триас-нижнеюрский), рифтовый (верхнеюрско-барремский), нижнебрукский и верхнебрукский (апт-верхнемеловой и кайнозойский комплекс). Данные комплексы идентифицируются в американском секторе Чукотского моря данными бурения и прослеживаются к западу в российской части Чукотского моря и ВСМ, что дает основание полагать о синхронности развития и сходстве строения этих площадей и района исследований [6].

Тектоническая структура района исследований представлена тремя прогибами – Вилькицкого, Северо-Чукотским и Новосибирским, в пределах которых сформировались два крупных окраинно-шельфовых осадочных бассейна – Предвосточносибирский и Северо-Чукотский, и один – внутришельфовый – Новосибирский. Осадочные бассейны разделены между собой Северной структурной террасой, поднятиями Лонга и Кучерова. Важным структурно-тектоническим элементом, объединяющим прогибы Вилькицкого и Северо-Чукотский, является Ломоносово-Менделеевская флексура-разломная зона. В Новосибирском прогибе аналогичным элементом является одноименная разломная зона, осложненная опережающими ее нарушениями (рис. 1). Установлено, что все структурно-тектонические зоны характеризуются блоковым строением земной коры и ограничены крутопадающими сбросами [5]. Основным процессом формирования этих зон являлся процесс рифтогенеза. Начальная стадия рифтогенеза проявилась в глубоко погруженных структурах котловины Подводников, которая постепенно разрастаясь, привела к формированию в центральной части района (между профилями 3-3 и 4-4, рис. 1) зон сквозных структур дробления, представленных системой односторонних грабенов и горстов с

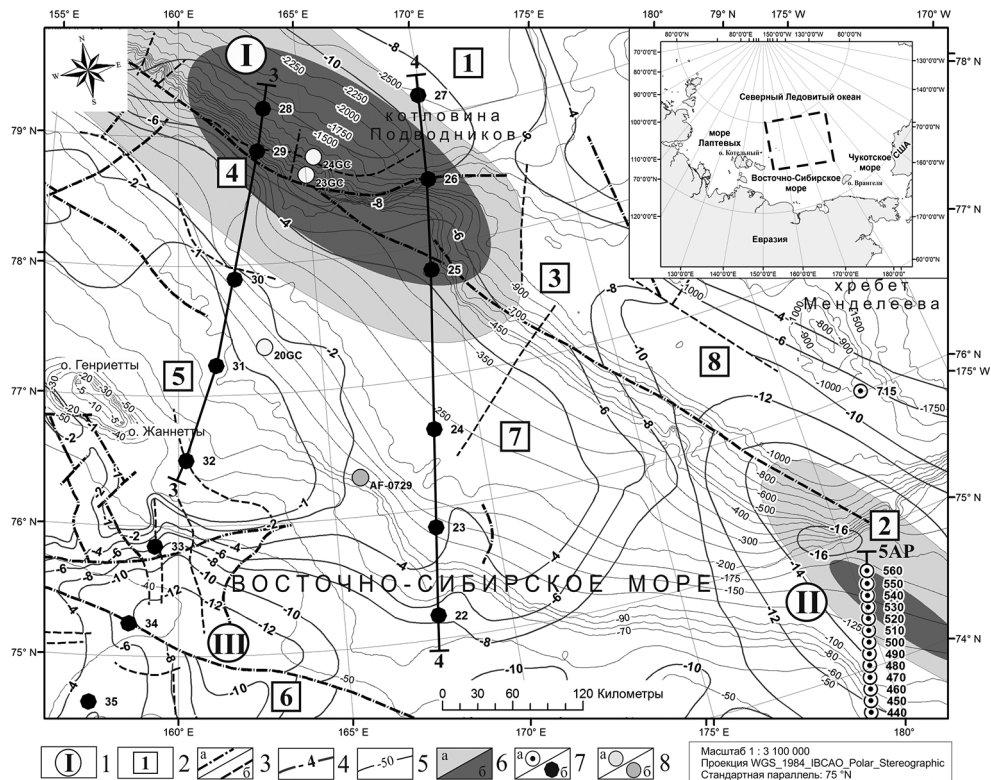


Рис. 1. Структурно-тектоническая карта окраинно-шельфовой зоны ВСМ: 1 – осадочные бассейны: I – Предвосточносибирский, II – Северо-Чукотский, III – Новосибирский. 2 – геоструктуры: 1 – прогиб Вилькицкого (западная часть), 2 – Северо-Чукотский прогиб, 3 – поднятие Кучерова, 4 – Ломоносово-Менделеевская флексура-разломная зона, 5 – поднятие Лонга, 6 – Новосибирский прогиб, 7 – Северная терраса, 8 – прогиб Вилькицкого (восточная часть), 9 – Колочинский грабен-рифт. 3 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые. 4 – страгоизогипсы, км. 5 – изобаты, м. 6 – прогнозные площади газонефтяных (а) и нефтяных залежей (б). Донные станции и их номера: 7 – газогеохимического опробования по профилям: 5AP (а – рейса LV-45), (б – LV-77 г.), 8 – датирования возраста осадков: а – [3], б – [4].

амплитудами смещения по сбросам до 2 км. В период кайнозоя в районе происходит резкое ослабление рифтогенного процесса и формирование бассейновых отложений [5, 6], голоценовые и плейстоценовые осадки которых, являются объектами настоящих газогеохимических исследований.

Газогеохимические признаки нефтегазоносности. Согласно существующим представлениям о наличии фильтрационно-диффузионного массопереноса УВГ из залежей в перекрывающие их отложения, газогеохимические показатели донных осадков являются прямыми признаками нефтегазоносности недр. В результате исследований показателей молекулярной массы углеводородной фракции (МУВ), весовых концентраций УВ в долях на 1000, коэффициентов «влажности» (Квл), преобразованности УВ-фракции (Кпр) и данных изотопных анализов в донных осадках района работ установлены семь генетических групп эпигенетических углеводородных газов (УВГ) различных газоматеринских источников (табл. 1).

Исходя из полученных данных газогеохимических работ, к наиболее высокопер-

Таблица 1. Средние значения геохимических показателей УВГ донных осадков

Генетическая группа, газоматеринский источник, (донные станции)	Весовые концентрации (в долях целого на 1000)					M _{ув} г/моль	Геохимические показатели		
	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅		Квл	Кпр	δ ¹³ C- CH ₄ , ‰
1. Углегазоносные формации (450, 490, 500)	974	9	7	6	4	16.31	2.6	9	-60.1
2. Конденсатногазовые залежи (22, 715)	892	38	24	45	1	17.16	10.8	72	-51.1
3. Твердые битумы (23, 460, 470)	853	54	24	57	12	17.63	14.7	156	-48.0
4. Газоконденсатные залежи (440, 510, 520, 540)	818	34	26	73	49	18.20	18.2	85	-50.0
5. Нефтегазовые залежи (24, 27, 31, 34, 35, 480, 530, 560)	663	122	113	83	19	20.09	33.7	160	-42.3
6. Газонефтяные залежи (30, 32)	531	177	119	120	26	22.17	46.9	232	-42.8
7. Нефтяные залежи (25, 26, 28, 29, 33, 550)	482	202	113	115	88	24.04	51.8	276	-39.4

спективным нефтеносным прогнозным территориям западного сектора района исследований (рис. 1) относятся площади юго-восточной части Предвосточносибирского осадочного бассейна (прогиба Вилькицкого), Ломоносово-Менделеевской структурно-тектонической зоны и северо-западного крыла Новосибирского бассейна (одноименного прогиба). Формирование высокоперспективных прогнозных нефтегазовых залежей района исследований установлено в пределах Новосибирского и Предвосточносибирского бассейнов, восточного крыла поднятия Лонга, Северной структурной террасы, а также Северо-Чукотского бассейна (рис. 1). Распределение перспективных прогнозных залежей газа, конденсата и битумов в пределах донных станций района исследований представлено в таблице 1.

Литература

1. Гресов А.И., Обжиров А.И., Яцук А.В. и др. Газоносность донных осадков и геохимические признаки нефтегазоносности шельфа Восточно-Сибирского моря // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 4. С. 78–84.
2. Казанин Г.С., Барабанова Ю.Б., Кириллова-Покровская Т.А. и др. Континентальная окраина Восточно-Сибирского моря: геологическое строение и перспективы нефтегазоносности // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 51–55.
3. O'Regan M., Backman J., Barrientos N., Cronin T.M., Gemery L., Kirchner N., Mayer L.A., Nilsson J., Noormets R., Pearce C., Semiletov I.P., Stranne C., Jakobsson M. The De Long Trough: a newly discovered glacial trough on the East Siberian continental margin, *Climate of the Past*. 2017. № 13. С. 1269–1284.
4. Гусев Е.А., Рекант П.В., Большаинов Д.Ю., Лукашенко Р.В., Попко А.О. Псевдогляциальные структуры подводных гор поднятия Менделеева и континентальной окраины Восточно-Сибирского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Т. 98, № 4. С. 43–55.
5. Государственная геологическая карта. Серия Лаптево-Сибироморская, Океанская. Масштаб 1:1 000 000. Лист Т-57-60 – остров Генриетты. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 84 с.
6. Поселов В. А., Буценко В. В., Жолондз С. М. и др. Сейсмостратиграфия осадочного бассейна котловины Подводников и Северо-Чукотского прогиба // Докл. АН. 2017. № 5. С. 621–624.

Гриненко В.С., Баранов В.В.

**ВИЗЕЙСКО-ПЕРМСКИЙ МЕГАЦИКЛ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
НА ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И В ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СКЛАДЧАТОЙ
ПЕРИФЕРИИ**

*ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов (ФГБУН ИГАБМ) СО РАН,
г. Якутск*

Геологические следствия, установленные на востоке Сибирской платформы и в прилегающей складчатой периферии, позволяют выделить в визейско-пермском (346.7–251.9 млн. лет) мегацикле три стадии формирования Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна: раннюю, промежуточную и позднюю (зрелую).

Ранняя стадия (турнейский – визейский ярусы). Установлено, что в разрезе нижнего карбона на р. Нучча-Юряге, левом притоке р. Оленек, залегает с конгломератами в основании и на разных горизонтах венда и кембрия 250-метровая толща с названием титехская серия. Разрез серии расчленен на нижнетитехскую (турне, ханенберийский горизонт, нюччаюрязгинская и толуопская свиты, мощность 115 м) и верхнетитехскую (визе, подъяковский горизонт, кысылхаинская и удаганская свиты, мощность 135 м) подсерии. Таким образом, на северо-востоке Сибирской платформы зафиксирована согласная граница между турнейским и визейским ярусами, что является основанием выделения в разрезе одноименного грабена в объеме изученных интервалов – тойдокского (среднее турне) – подъяковского (нижнее визе) горизонтов, нового раннегерцинского Кютюндинского субглобального седиментологического, биотического и флористического события. На турнейский возраст нижней части нижнетитехской подсерии указывают единичные находки в пачке песчаников на р. Кютюнгде растительных остатков лепидофитовой флоры Ангарского палеофлористического царства: *Pseudolepidodendron igrischense* (A.R. Ananie nov. comb.). Верхняя часть этой подсерии включает известняки с массовыми скоплениями остатков брахиопод *Camarotoechia biplex* (Tolm.), *Shuehertella lens* (White), *Spirifer ussiensis* Tolm., *Tomiproductus elegantulus* (Tolm.), двустворок *Cypricardinia blistriata* (Portl.), *Sanguinolites abdenensis* Ether., *Pempoceten tenue* Kon., *Aviculopecten praelineatus* Kon., водорослей рода *Staurofucus*, обычные растительные остатки *Stauripterus* sp. nov., *Radicites* sp., *Minussopteris tricauliaceae* Radcz., *Pteridorachis* sp. Комплекс брахиопод позволяет отнести и верхнюю часть нижнетитехской подсерии к позднему турне, коррелируя её с тайдонским горизонтом Кузбасса, ханельбиринским горизонтом северо-запада Сибирской платформы и хамамытским горизонтом Южного Верхоянья. Визейский возраст верхнетитехской подсерии, состоящей из кысылхаинской и удаганской свит, обосновывается на северо-востоке Сибирской платформы многочисленными остатками остракод *Paraparchites unikornis* Zan., *P. okeni* Muen., *Gliptopleura kutungdensis* Zan., фораминифер *Eoendothyranopsis ermakiensis* Leb., выявленных в карбонатно-терригенной толще, что позволяет датировать верхнетитехскую подсерию ранним визе и сопоставлять её с верхней половиной подъяковского горизонта Кузнецкого бассейна. Верхняя часть ранней стадии в Вилуйской синеклизе соответствует разрезу базальных горизонтов кэдепчинской свиты в пределах Кемпендяйских дислокаций. В Западном Верхоянье, в осевых частях Орулганского и Куранахского антиклинориев, вскрывается также верхняя часть ранней стадии, отвечающая базальным горизонтам сибирского подкомплекса ВТК: былыкатской и сержахской свитам раннего (визе) карбона.

Промежуточная стадия (серпуховский ярус). Промежуточная стадия герцинского тектогенеза впервые установлена в Лено-Амгинском междуречье – крупном геологическом регионе востока Сибирской платформы с традиционным двухъярусным: вендско-нижнепалеозойским и мезо-кайнозойским строением осадочного платформенного чехла. Для этого региона разработана новая модель его внутреннего трехъярусного устройства. В ней третий ярус (промежуточный среднепалеозойский, раннегерцинский) представлен терригенными палеонтологически охарактеризованными образованиями «докатского карбона», залегающими трансгрессивно на археоциатовых постройках кембрийского барьерного рифа и со структурным несогласием перекрытыми отложениями нижней юры (базальные конгломераты укугутской свиты). Такая литостратиграфическая позиция сохранившихся реликтов осадочных пород, сформированных в промежуточную стадию, имеет определяющее значение для поисков новых алмазонасных кимберлитовых тел по схеме «протоколлектор–коренной источник». Анализ материалов глубокого опорного бурения и промыслово-геофизических исследований разрезов скважин показал, что перед геттангской региональной арктической трансгрессией на Лено-Алданском междуречье со среднего палеозоя до начала юры развивалась своеобразная тектоническая форма регионального ранга – Средне-Амгинская герцинская структурная палеоседловина. Реликты протоколлектора, в виде желто-серых грубозернистых косослоистых песчаников континентального генезиса (мощность 2.0 м), охарактеризованные СПК каменноугольного возраста коррелянтны «докатским» слоям Сюгджерской седловины (бассейн р. Виллой и его крупных притоков), оказались «запечатанными» в узком прямолинейном относительно неглубоком Бологур-Юряхском грабене (протяженность 300–320 км, ширина от 10–15 км до 20–25 км). Учитывая вышеизложенное, нами установлен «докатский» этап максимального прогибания подошвы Средне-Амгинской герцинской структурной палеоседловины. Это прогибание совпало с завершением наиболее интенсивного на востоке Сибирской платформы раннегерцинского (D2-C1) щелочного магматизма, представленного аппатитоносными нефелиновыми сиенитами хибинского типа, редкометальными карбонатитами томторского типа и потенциально алмазонасными кимберлитами неустановленного геолого-промышленного типа. Таким образом, в разрезе грабена зафиксированы геологические свидетельства, позволяющие на востоке Сибирской платформы впервые, в объеме изученного «докатского» интервала, характеризующегося на востоке Сибирской платформы постлепидофитовой флорой Ангарского палеофлористического царства, выделить новое позднегерцинское региональное седиментологическое и палеоботаническое Бологур-Юряхское событие. Название дано по руч. Бологур-Юрях (бассейн р. Амга). В рамках «докатских» слоёв это событие увязывает в пространстве Виллойской синеклизы и Западного Верхоянья нижнюю часть кэдэпчикской свиты на Кемпендяйских дислокациях, сетачанскую и чочимбальскую свиты в Орулганском и Куранахском антиклинориях.

Поздняя (зрелая) стадия (башкирский–вятский ярусы). Стадия характеризуется широким развитием ландшафтов с кордаитовой флорой Ангарского палеофлористического царства. Однако, кроме внутриконтинентальных ландшафтов с флорой, здесь, в пределах востока платформы, сохранились реликты геологических свидетельств о проникновении на континентальную сушу в раннепермское – среднепермское время со стороны открытого шельфа Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна отдельных, нередко обширных по площади, морских трансгрессий. Таким трансгрессивным уровнем является новое позднегерцинское региональное седиментологическое,

биотическое, флористическое и магматическое событие с названием «Сюльдюкарское», установленное впервые в пределах Сюгджерской седловины. Здесь, на участке «Хампинский» в верховьях р. Сюльдюкар (бассейн р. Виллой) вскрыт скважинами терригенный разрез верхнепалеозойских отложений, залегающий несогласно с базальными конгломератами в основании на палеозойском карбонатном цоколе. В мацератах установлены четыре раннепермских спектра, выделены миоспоры характерные для ахтарандинской и боруллойской свит. Ранее, в пределах Сюгджерской седловины, эти свиты были объединены в сюгджерскую (мощность 70 м) серию. Серия маркирована позднегерцинскими пластообразными телами долеритов, включает прибрежно-морские и континентальные (в т.ч. лимнические) терригенные мелко-, и грубообломочные фации осадков: конгломераты, гравелиты, песчаники и пески разнозернистые, алевролиты разнозернистые, аргиллиты, угли, пластовые тела долеритов). Нижняя и верхняя границы серии обозначены установленными стратиграфическими перерывами. Нижне-среднепермский возраст серии обосновывается фораминиферами *Hyperammina borealis* Gerke, *H. borealis* Gerke var. *delicatula* Gerke, *H. borealis* Gerke var. *subtilensis* Voronov, *Tolypamma* sp., *T. glomospiroides* Bogush et Juferev sp. nov., *Glomospira* sp., *G. ex gr. gordialis* (Parker et Jones), *Psammospira* sp.; флорой *Angarodendron terragonicum* (Chachl.) Radcz., *Angaropteridium* sp., *Cordaicarpus* sp. typ. *C. tschemulakiensis* Such., *C. korbassinae* Such., *Cordaites* sp., *C. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Crassinervia* sp., *C. cf. pentagonata* Gorel., *Samaropsis ex gr. patula* Zal., *S. cf. subrotundata* Rassk., *S. ex gr. auriculata* Neub., *S. sp. nov.* (aff. *S. khalfinii* Such.), *S. typ. patula* Zal., *Rufloria ex gr. derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *R. (Praerufloria) sp.*, *R. (Alatarufloria) sp.*, *Phyllothea (Equisetinostachys) sp.* (= «*Kretrophyllites*» *setosus* Radcz.), *Ph. sp.*, (*Ph. turnaensis* Gorel.), *Paracalamites* sp., *P. sp. typ. P. sibiricus* Zal., *Sylvella* sp. Остатки кордаитовой флоры и спорово-пыльцевые комплексы, синхронные Сюльдюкарскому позднегерцинскому региональному событию находят своих коррелянтов в ядрах из скважин на Оленекском поднятии и Джарджанском выступе, в ядре из Ивановской скважины на Томпонском поднятии, а также в Бологур-Юряхском грабене Средне-Амгинской палеоседловины. В Западном Верхоянье, в рамках Приуральского–Биармийского временных интервалов, коррелируемыми уровнями этого события, вероятнее всего, могут являться рубежи формирования эчийской, нёрской, тумаринской и деленжинской свит.

Позднюю (зрелую) стадию развития Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна характеризует новое субглобальное позднегерцинское седиментологическое, биотическое, флористическое и магматическое событие с названием «Дегалинское». Название соответствует одноименной свите, описанной на р. Дегали, левому притоку р. Нижняя Тунгуска. Её мощность изменяется от 140–180 м в бассейне р. Нижняя Тунгуска до 60 м в Сюгджерской седловине, маркируется уржумским-северодвинским временными рубежами. В нижней её части встречены растительные остатки пеляткинского и дегалинского региогоризонтов Тунгусского бассейна. Средняя часть свиты характеризуется высокой угленасыщенностью. Однако в разрезе, установлены аргиллиты с прослоями известковистых алевролитов и песчаников (до 0.5 м), в которых диагностированы двустворки *Kolymia menneri* Kulikov sp. n. (голотип) и остатки кордаитовой флоры Ангарского палеофлористического царства *Noeggerathiopsis candalepensis* Zal., *N. minutifolia* Radcz., *N. incisa* Radcz., *N. adleri* Radcz., *N. aequalis* (Goepp.) Zal., *N. insignis* Radcz., *N. minuta* Radcz., *N. brevifolia* Gorel., *Scapulella permiensis* Schesch., *S. semicircularis* Schesch., *Crassinervia elliptica* Radcz., *C. tomiensis* Radcz., *Scapulella* sp., *Crassinervia* sp.,

Lepeophyllum acutaenelloides (Gein) Radcz., *L. lanceolatum* Radcz., *Lepeophyllum* sp. n. Верхняя часть дегалинской свиты в бассейне р. Таймуры представлена туфопесчаниками с прослоями туффитов, алевролитами и аргиллитами. Растительных остатков здесь не встречено. Верхняя часть свиты насыщена в кровле вулканогенно-осадочными породами, коррелируется с тарагайской (115–285 м) свитой Вилюйской структурно-фациальной области; с туфо-лаваовой (0–270 м), туфовой (0–70 м) и эффузивно-туфовой (0–230 м) свитами Лено-Хатангской структурно-фациальной области и дулгалахской свитой Западного Верхоянья. Указанные геологические свидетельства – седиментологические, биотические, флористические и магматические, позволяют новое событие трактовать как субглобальное. Данное субглобальное событие в складчатом обрамлении платформы маркируется в приуральское-биармийское время широким проявлением вулканической деятельности в пределах Южно-Верхоянского входящего угла, с формированием в его пределах обширной Яно-Адычанской вулканической суши. Синхронно, начиная с кунгурского по северодвинский временные интервалы, воздымается территория Куранахского и Бараинского антиклинориев в Западном Верхоянье. Свидетельствами являются установленные в глинистом терригенном матриксе тумаринской серии нижней перми остатки разрушенных биогермных колоний - угнетенных барьерных рифов, состоящих из породообразующих кораллов *Sochkinecphyllum kletzi* sp., n. и водорослей *Rothplethella* sp., а также совместно с ними здесь же захороненных крупных брахиопод *Crassisperifer vakuschewae* Abr. et Grig., *Marinurnula* ? aff. *chivatschense* (Zal.) и двустворок *Kolymia* sp. Выше по разрезу, в дулгалахской серии верхней перми, фиксируются брахиоподы, нередко гиганских размеров гижигинского времени - *Canocrinelloides obrutschevi* (Lich.) и *Neospirifer* cf. *paranitiensis* (Zav.). В это же время наблюдается активизация Уджинского входящего угла с формированием в пределах Лено-Хатангской и Вилюйской отрицательных геодепрессий вулканических полей над консолидационными поднятиями фундамента. Установленные и озвученные выше субглобальные и региональные события и геологические свидетельства их подтверждающие в рубежах визейско – пермского осадочного цикла, не противоречат теплему климату (не ниже +24 – +25°C, и высокому содержанию в атмосфере CO₂). Процесс эволюции и последующей деструкции рифовых построек смоделирован в контексте с развитием в бассейне барьерных рифов с породообразующими кораллами *Sochkinecphyllum kletzi* sp., n. и водорослями *Rothplethella* sp., а также с крупными, нередко гиганских размеров, брахиоподами *Canocrinelloides obrutschevi* (Lich.). Эти факты отрицают холодные климатические условия всей обширной акватории Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна в ранне- и позднегерцинские фазы визейско-пермского мегацикла, трактуемыми и сегодня некоторыми исследователями.

Гриненко В.С., Баранов В.В.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКИЙ БОРЕАЛЬНЫЙ ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН: СТАДИИ
РАЗВИТИЯ В РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов (ФГБУН ИГАБМ) СО РАН,
г. Якутск

Комплексный анализ генезиса, стратиграфической полноты и мощности описанных местных стратонтов позволил выявить и проследить в пределах изученной территории Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна три стадии формирования янского (T_1i-T_{3r1}) подкомплекса верхоянского терригенного комплекса, рубежи которых в разрезах отображены региональными несогласиями и (или) относительно резкой сменой палеогеографических параметров. Тектоно-седиментологические стадии в эволюции Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна обусловлены взаимодействием эвстатических колебаний уровня сибирских морей на фоне местных и региональных тектонических подвижек. Они синхронны проявлению трех кратковременных фаз (эпох) глобальной активизации тектонических движений.

Ранняя стадия (инд – оленек). Начало формирования осадочных образований ранней стадии предопределено завершением герцинской эпохи активизации тектонических движений на востоке Сибирской платформы и в прилегающей части Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО) и сменой геократической эпохи на талассократическую. Так, в индском ярусе нами установлены: **Балбукское (ранний инд) абиотическое, биотическое, седиментологическое и флористическое события** (название дано по р. Балбук, левый приток р. Нуоры, Западное Верхоянье); **Хапчагайское (ранний оленёк) седиментологическое и биотическое события** (название дано по р. Хапчагай, левый приток р. Брюнгаде, Восточное Верхоянье). Эти события в пространстве проявляются в новых временных интервалах эволюции изученной территории Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна. Свидетельствами являются последующие по времени обширные трансгрессии в верхнем инде и в нижнем оленёке, с формированием существенно глинистых горизонтов, своеобразных флюидоупоров: неджелинской и мономской свит. Следы эффузивной деятельности в виде останцов покрова базальтовой лавы в неджелинской свите, по данным глубокого бурения, обнаружены во многих районах Вилюйской синеклизы (Неджелинская, Мастахская площади бурения на Хапчагайском поднятии). Вулканокластические породы в виде аквагенных туфов в естественных обнажениях выявлены в нижнем триасе в складчатом Западном Верхоянье (р. Дулгалах, – устье р. Тирехтях; бассейны рр. Ньюектаме, Аркачан), и в Алданском Приверхоянье (покровы и маломощные пластовые тела на рр. Муосучан, Элунджен, Сыгынкан). На р. Байбыкан В.Н. Андриановым, при тематических работах в ходе мелкомасштабного картографирования, задокументирована эффузия диабазов мощностью 30 м, кровля которой этим исследователем и принята за границу между верхнепермскими и нижнетриасовыми отложениями. А.В. Вихерт наблюдал в Градыгском разрезе (басс. р. Зап. Градыга) стратиграфически выше пачки песчаников с конгломератами три залежи диабазов. Несколько иную геологическую ситуацию установил А.В. Лейпциг в бассейне р. Собопол, выделив в базальном грубообломочном разрезе триаса две маломощные залежи диабазов. Эти два седиментологических события: Балбукское и Хапчагайское (см. выше), проявившиеся (соответственно) в базальных горизонтах индского и оленекского

ярусов, зафиксированы на листе Q-53–Верхоянск, в ходе Государственного картографирования масштаба 1:1 000 000/3 РФ, с выпадением из разреза ряда установленных аммонитовых зон.

Промежуточная стадия (анизий – ладин). Началу стадии соответствует изменения климатических параметров – общее относительное похолодание с среднегодовыми температурами до +15°, а также обширная трансгрессия в Северном и Западном Верхоянье с формированием в раннеанизийское время относительно мощного глинистого литологического горизонта с аммонитами зоны *Granbergia taimyrensis* (гранбергские слои). Это событие нами впервые названо **Бытантайским региональным биотическим и седиментологическим** (название дано по р. Бытантай, левый приток р. Яны). Мощность глинистого горизонта с гранбергскими слоями на правобережье р. Яны определяется в 400–500 м. В ладинском временном интервале на западном и восточном склоне Верхоянского хребта нами в толбонской свите зафиксированы как биотическое и седиментологическое, так и флористическое события. Совокупность проявивших себя факторов, ярко выраженных в одной и той же свите установлены нами в ходе анализа результатов бурения в Вилюйской синеклизе на востоке Сибирской платформы и в Верхоянье, что позволяет выделить новое региональное **верхнеладинское биотическое, седиментологическое и флористическое событие под названием Аномальное** (название дано по руч. Аномальному, правому притоку р. Дулгалах). На западном склоне в верхней подсвите установлены редкие пресноводные двустворки и многочисленные флористические остатки, в которых доминируют виды рода *Sphenopteris*. В верхней подсвите толбонской свиты восточного склона известны остатки только листовой флоры: *Neocalamites uralensis* Tur.-Ket., *Paracalamites aff. taradanica* Vlad., *Cladophlebis* sp., *Callipteris verchjanica* Vlad., *Taeniopteris cf. ensis* Oldh., *Podozamites distans* (Presl.) Brann., датирующих свиту верхней половиной (ладинский ярус) среднего триаса.

Поздняя (зрелая) стадия (карний–ранний рэт). Поздняя стадия эволюции Восточно-Сибирского бореального осадочного бассейна развивалась при общем потеплении климата в пределах среднегодового температурного рубежа в +20°. Как следует из литературного источника, в результате раннекарнийской обширной трансгрессии, отмечается в базальных горизонтах поздней стадии инвазия тетических моллюсков, а в ранненорийской трансгрессии, на фоне продолжающейся инвазии аммоноидей и двустворок, в палеобассейне установлена вспышка формообразования среди двустворок, брахиопод и фораминифер. Нижнекарнийские и нижненорийские отложения можно рассматривать как два маркирующих горизонта в разрезах мощных верхнетриасовых толщ во внутреннем шельфе палеобассейна. Их отличает преимущественно глинистый состав и обилие остатков аммоноидей и двустворок (протрахицеросовые и отапириевые слои). В подошве верхнетриасовых отложений, представленных хедаличенской свитой, выделена зона *Protrachyceras nelgehense*. Рубеж распространения в пространстве протрахицеросовых слоёв нами впервые обозначен как **Борулахское региональное биотическое и седиментологическое событие** (название дано по р. Борулах, Западное Верхоянье). Выше по структуре верхнетриасового разреза, в подошве норийских образований, установлен глинистый трансгрессивный уровень, соответствующий зоне *Otapiria ussuriensis*. Фаунистический комплекс этой зоны соответствует раннему-среднему норию, прослежен нами в разрезах ирикенской и билляхской свит на листе Q-53 – Верхоянск и впервые выделен как **Билляхское биотическое и седиментологическое событие** (название дано по второму слову руч. Оччугуй-Биллях, бассейн р. Нельгехе в Западном Верхоянье).

Завершает разрез верхнетриасовых отложений муосучанская свита, развитая на западном склоне Верхоянского хребта на площади листа Q-52 (Верхоянские цепи). В Муосучанском районе эта свита ранее картировалась как пачка «б» хедаличенской свиты, представленной «белыми кварцитовидными песчаниками». В объеме муосучанской свиты (верхний норий) выделено новое **Бырахганджинское региональное биотическое, флористическое и седиментологическое событие** (название дано по руч. Бырахганджа, левый приток р. Нуора, Западное Верхоянье). Это региональное событие установлено на западном склоне Верхоянского хребта по наличию в разрезах остаточных реликтов глинисто-песчаных, песчано-глинистых, кварцитовидных грубозернистых песчаных, грубообломочных осадочных образований, сформированных в результате проявления обширных уровней регрессий в Восточно-Сибирском бореальном осадочном бассейне. В наиболее полных разрезах левобережья р. Нуора в составе свиты выделяются литологически различные части. В нижней преобладают алевролиты и аргиллиты. Средняя часть сложена преимущественно белыми разномзернистыми песчаниками с галечным и гравийным материалом. В верхней части песчаники чередуются с алевролитами. Нижнюю часть свиты характеризуют пресноводные двустворки плохой сохранности, а также обильная листовая флора *Neocalamites* sp., *Equisetites* sp., *Dictyophyllum* aff. *mongugaica* Srebr., *Cladophlebis* sp., *Thinfieldia* sp., *Podozamites gramineus* Hr., *P. cf. schenki* Hr., *Desmiophyllum* sp. Мощность муосучанской свиты в бассейне р. Нуора достигает 130-170 м. В Бореальной надобласти норийско-рэтские отложения представлены мелководной монотисовой и «надмонотисовой» толщами. На Северо-Востоке Азии монотисовая толща входит в янский ($T_1i-T_3r_1$) подкомплекс, при этом, «надмонотисовые слои» являются уже составной частью лаптевского подкомплекса верхоянского терригенного комплекса и характеризуются широким площадным распространением в бассейнах рек Яны, Индигирки, Колымы и Омолона [1]. В бассейне р. Яна (рр. Эжюччо, Чайдах и др.) «надмонотисовая» толща без видимых следов размыва перекрывает монотисовые слои норийского яруса, при этом комплекс двустворчатых моллюсков *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *O. czekanowskii* Tell., *Tosapecten hiemalis* (Tell.), *Chlamys mojsisovicsi* Kob. et Ich., *Entolium kolymaense* Kipar. пересекает норийско-рэтскую границу. В ней также отмечается появление комплекса двустворок – *Camptonectes* sp., *Tosapecten efimovae* Polub., *Oxytoma konitnse* Tuch. и аммоноидей *Rhacophyllites* aff. *debilis* (Hauer) и *Arsestes* sp. [2]. В изученных разрезах «надмонотисовая» толща трансгрессивно перекрывается отложениями нижней юры с геттангскими аммоноидеями *Psiloceras*, *Waehneroceras* и *Schlotheimia*. На западном склоне Верхоянского хребта (бассейн р. Лена) поздне триасовые образования прибрежно-морского генезиса установлены в истоках р. Нуора (бассейн р. Тумара). В бассейне р. Тумара, выше кварцитовидных песчаников муосучанской свиты обнаружены брахиоподы и двустворки, среди которых И.И. Тучков определил рэтских *Nucula* cf. *strigilata* Goldf. Эти отложения были выделены в кыбыттыгасскую свиту. Кыбыттыгасская свита бассейна р. Нуора коррелируется в межрегиональных корреляциях с верхнетриасово-нижнеюрской кыринской свитой, развитой в бассейне р. Келимяр (северо-восток Сибирской платформы). Эти свиты распространены в подошве лаптевского подкомплекса. Лаптевский ($T_3r_2-J_3v$) подкомплекс трансгрессивно перекрывает рассмотренный выше янский ($T_1i-T_3r_1$) подкомплекс верхоянского терригенного комплекса.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки России.

Литература

1. Гриненко В.С., Баранов В.В. Глобальная палеогеография и палеобиогеография позднего триаса (карний-рэт) по брахиоподам // Отеч. геология. 2019. № 2. С. 66–72. DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10016
2. Гриненко В.С., Баранов В.В., Блоджетт Р.Б., Горячева А.А. Палеогеография, палеобиогеография, геодинамика палеобассейнов Земли в позднем триасе и стратиграфия терминального триаса Бореальной надобласти // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24, № 1. С. 5–17. <https://DOI.org/10.31242/2618-9712-2019-24-1-5-17>

Кириллова Г.Л.

ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ЭТАП МЕЗОЗОЙСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ВДОЛЬ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

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

Юрский этап начался распадом Пангеи и реорганизацией плит [1]. Структурно-формационное районирование юрских отложений Дальнего Востока с выделением зон и подзон, предложенное в Решениях 4-го межведомственного регионального стратиграфического совещания [2], сохраняется до сих пор с небольшими изменениями (рис.1).

Выделено два типа юрских разрезов: первый характерен для аккреционных призм, второй – для наложенных бассейнов. Наиболее полный терригенный разрез

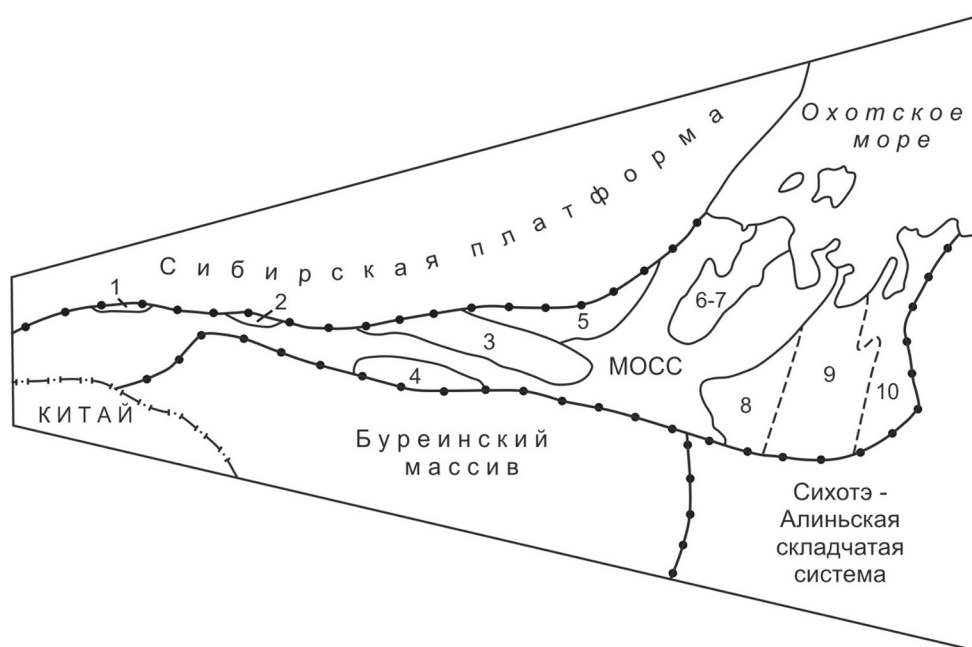
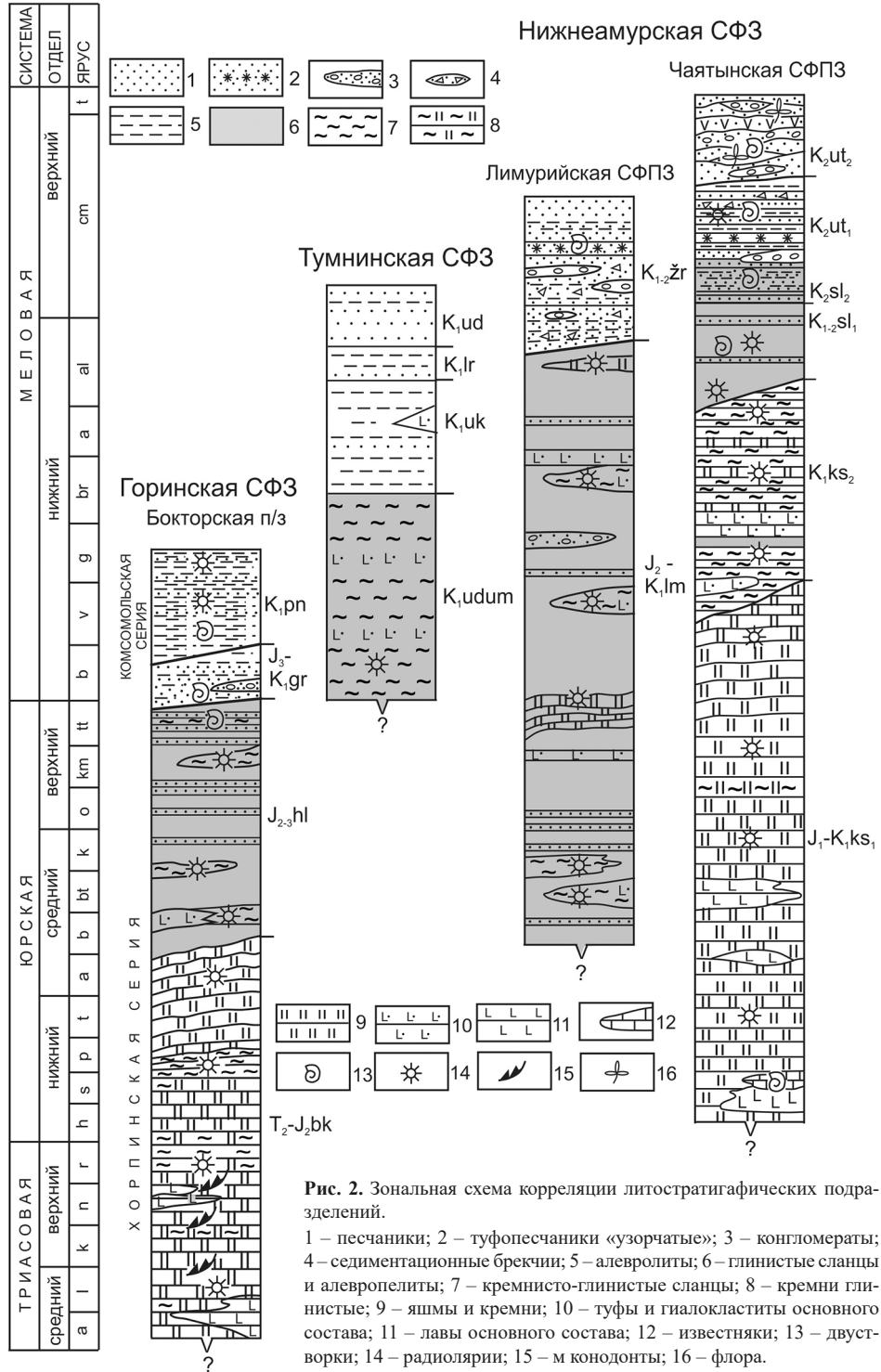


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования юрских отложений Монголо-Охотской складчатой системы (МОСС) Дальнего Востока.

1–2 – Янкано-Тукурингская зона МОСС: 1 – реки Долохит, Крестовка; 2 – междуречье Десс-Алла; 3 – Джагдинская зона МОСС, бассейн рек Дугда, Нора; 4 – Нинни-Сагаянская зона МОСС, река Сагаян; 5 – Удская зона МОСС, реки Суникан, Урми, Гербикан; 6–7 – Торомская зона МОСС: 6 – реки Ир, Эльга; 7 – побережье Тугурского залива; 8–10 – Ульбанская зона МОСС: 8 – Нимеленская подзона, бассейны рек Нимелен, Ассыни, 9 – Тугурская подзона, бассейны нижнего течения р. Амгунь, левобережье Охотского моря, 10 – Мевачанская подзона, бассейны рек Джали, Усальгин, Мухтель и побережье Охотского моря.

наблюдается в северной части Нимеленского стратиграфического района Ульбанской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы [3]. К востоку наблюдается омоложение возраста однотипных отложений. Так триасово-среднеюрские кремни в Горинской структурно-формационной зоне (рис. 2) к востоку замещаются



юрско-раннемеловыми кремнями Нижнеамурской структурно-формационной зоны [4].

Изучение радиолярий позволило реконструировать чешуйчато-надвиговую структуру аккреционных комплексов, где неоднократно повторяется триада: 1) система океанической плиты, сложенная слоистыми кремнями, со слоями вулканитов и известняков; 2) чехол океанической плиты в месте ее подхода к зоне субдукции, представленный кремнистыми аргиллитами, кремнисто-глинистыми сланцами, и 3) перекрывающие терригенные образования, включая турбидиты.

Литература

1. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 113. P. 212-270.
2. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с. + 38 стратиграф. схем.
3. Забродин В.Ю., Кириллова Г.Л. Стратиграфия, тектоно-стратиграфические системы и палеогеография Удского и Торомского осадочных бассейнов (Дальний Восток России) // *Тихоокеанская геология.* 2017. Т. 36. № 6. С. 3-14.
4. Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточноазиатской аккреционной системы // *ДАН.* 2011. Т. 436. № 1. С. 64-68.

Коломиец В.Л.**ФОРМИРОВАНИЕ ТУНКИНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В КВАРТЕРЕ: ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, НЕОТЕКТОНИКА***Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ**Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, г. Улан-Удэ*

Тункинская система впадин (юго-западная часть Байкальского рифта) протягивается от юго-западной оконечности озера Байкал в субширотном направлении на запад более чем на 200 км и представлена шестью отдельными, слегка овальными в плане котловинами (с запада на восток) – Мондинской, Хойтогольской, Туранской, Тункинской, Торской и Быстринской, отделенными друг от друга цокольными горными перемычками (Хардабанской, Ниловской и Еловской). Горным окружением Тункинской системы впадин с юга является хребет Хамар-Дабан (абсолютные высоты – 2500–2994 м), с севера – хребет Тункинские Гольцы (абсолютная высота 3284 м). В геологическом плане наиболее интересна собственно Тункинская депрессия (длина 65 км, ширина – до 32 км, площадь 1800 кв. км), соответствующая максимальному расширению всей структуры и занимающая центральное положение. Днище котловины состоит из: а) пологонаклонных предгорных волнообразных пролювиальных равнин, развитых вдоль подножий хребтов Тункинские Гольцы и Хамар-Дабан, б) аллювиального комплекса р. Иркут (пойма и 7 надпойменных террас), а также в) куполообразного песчаного массива Бадар с окружающими его с востока и запада заболоченными низинами с группами небольших озер и озеровидными расширениями речных русел.

Отложения неоплейстоценового аллювиального террасового комплекса р. Иркут характеризуются широким многообразием литологического спектра – от крупных алевритов ($x = 0.04$ мм) до крупных галечников ($x = 53.4$) с общим преобладанием псаммитовых размерностей, где доминируют мелко- ($x = 0.2$) и среднезернистые ($x = 0.3$) пески. Уже в первом приближении факт господства песков, как в плане, так и по разрезу, говорит о длительном существовании примерно одинаковых динамических условий, способа транспортировки осадков и характера подвижной среды. Сочетание текстурно-структурных признаков (преобладание субгоризонтальной и косой слоистости, хорошая сортированность осадков, небольшая несимметричность распределений со сдвигом моды в сторону крупных частиц, форма кумулятивных кривых механического состава и наличие на них двух точек перегиба), безусловно, свидетельствует об отложении таких песков в крупном водном бассейне. Подтверждением этому являются показатели коэффициента вариации, принадлежащие полю значений от 0.4 до 2.0, что соответствует двум основным обстановкам седиментогенеза – комплексным озерно-аллювиальным и турбулентным речным с колебаниями водности по сезонам года. Положительные параметры эксцесса устанавливают равновесный баланс вещества в системе «разрушение – транзит – аккумуляция» во всем временном отрезке ее существования, и, в целом, относительно устойчивый тектонический режим.

Преобладающий средневзвешенный размер частиц ($x < 1.0$) определяет переходный тип между турбулентным и ламинарным режимами осаждения. Исходя из высокого суммарного процента песчаных фракций (до 90 %) и диапазона зерен, отложение происходило в прибрежной полосе акватории озерных проточных водоемов.

Реки, составлявшие со стационарными лимническими объектами единые седи-

Таблица. Средние значения палеопотамологических характеристик осадков террасового комплекса Тункинской впадины

Террасы	Срывающая скорость $v_{ср}$, м/с	Скорость отложения $v_{отл}$, м/с	Скорость потока v , м/с	Глубина Н, м	Ширина В, м	Уклон I, м/км	Критерий Ляпина β	Критерий ϕ	Коэффициент шероховатости n	Число Лохтина Λ	Число Фруда Fr
$a^1Q_3^4-Q_4^1$	0.40	0.26	0.60	1.52	90.1	2.01	0.34	<100	37.7	1.56	0.14
$a^2Q_3^2$	0.31	0.20	0.43	0.88	15.0	0.41	0.22	<100	41.8	1.75	0.05
$a^3Q_3^1$	0.42	0.27	0.63	3.07	294.1	2.32	0.36	<100	38.4	1.64	0.16
$la^4Q_2^{3+4}$	0.31	0.20	0.41	1.09	35.3	0.33	0.20	<100	42.9	1.85	0.04
$al^5Q_2^{1+2}$	0.31	0.20	0.41	1.34	50.7	0.44	0.20	<100	43.7	1.96	0.05
$al^6Q_1^2-Q_2^1$	0.31	0.20	0.40	1.16	29.0	0.44	0.19	<100	44.3	2.04	0.05
$al^7E_2-Q_1^1$	0.31	0.20	0.41	1.16	37.7	0.43	0.20	<100	43.4	1.93	0.05

ментационные бассейны, вследствие дельтового подпора вод имели малые уклоны палеорусел (в среднем от 0.3 до 1.0 м/км), в меженный период скорость течения их была небольшой ($v = 0.4-0.6$ м/с) (табл.). Максимальные глубины достигали на перекатах 1 м. Предметным обоснованием поступательности и направленности характера движения водной среды для палеорек Тункинского водосбора являются значения универсального критерия Ляпина, не редко превышающие 0.2. Можно утверждать, что существовало низко- и среднегрядовое перемещение осадков по дну древних потоков, которое привело к образованию наклонных и косослоистых текстур, их наличие подтверждается многочисленными полевыми наблюдениями в разрезах неоплейстоценовых отложений. По числу Фруда ($Fr = 0.05-0.2$) водотоки имели равнинный и полугорный типы палеорусел с развитыми аккумулятивными формами на территории водосбора не менее 100 км². Вместе с тем, для песчаных толщ характерно некоторое количество тонкозернистых песков и алевритов ($x = 0.04-0.06$) с неотчетливой горизонтальной слоистостью. Их накопление могло осуществляться в стационарной среде с субламинарным режимом осаждения при самых малых скоростях перемещения наносов ($v_{ср} = 0.26$ м/с) в относительно более глубокой части озерного водоема ($H = 10-12$ м).

Таким образом, по фациально-генетической сущности отложения относятся к водному парагенетическому ряду: 1) русловым и пойменным фациям речной макрофации, формировавшимся в умеренно турбулентных однонаправленных потоках со значительной длиной сальтационной транспортировки и 2) озерным пескам области слабой волновой переработки и ламинарно-слаботурбулентного придонного течения с переносом во взвешенном состоянии (береговые и прибрежные фации лимнической макрофации).

Песчаный массив Бадар расположен в центральной части Тункинской депрессии и состоит из субгоризонтальных тонкослоистых мелкозернистых ($x = 0.12-0.2$) и средне-мелкозернистых ($x = 0.23-0.35$) псаммитов с немногочисленными линзовидными прослоями крупно-грубозернистого песка и мелкого гравия. Параметры коэффициента изменчивости осадков ($v = 0.27-0.90$) диагностируют аквальный гетерогенный характер

бассейна седиментации – от чисто лимнических объектов через смешанный озерно-аллювиальный характер до поля однонаправленных стационарных потоков с вариациями водности по временам года. Чтобы изучаемые размерности осадков лишились состояния равновесия и получили необходимый энергетический заряд для влекомого или суспензионного перемещения водным потоком, минимальные значения срывающих скоростей должны были составлять 0.27–0.35 м/с. При уменьшении этих показателей до 0.17–0.21 м/с поток терял свою транспортирующую силу и частицы переходили в осадок. Столь необходимая и значимая для транзита обломочного материала высота водного столба изменялась от 0.3–1.1 м – в маловодный до 0.9–2.2 м – в половодный периоды на момент полного заполнения русла водой. Ширина потоков варьировала в пределах – от 6 до 36 м. Поверхностные скорости течения потоков были равны 0.3–0.45 м/с, продольные уклоны палеорусел составляли 0.2–0.4 м/км. Для разреза характерно также наличие полого-косой слоистости, что подтверждается значениями универсального критерия Ляпина ($\beta > 0.2$). Дно представляло собой мобильный мелкогрядовый ландшафт. Учитывая зависимость между высотой гряд и показателем порядка потока на номограмме Ржаницына, такие русла соответствовали VI–VII порядку, что совпадает с современным порядком р. Иркут. Значения числа Лохтина свидетельствуют о придельтовых условиях. Коэффициент шероховатости описывает подобные потоки как естественные постоянные русла равнинного типа в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды. Равнинный тип русла подтверждается и числом Фруда ($Fr < 0.1$).

Все приведенные выше аргументы позволяют утверждать о накоплении песчаного массива Бадар в условиях подводной дельты палеореки, впадающей в мелководный проточный озерный водоем. Осадочный материал доставлялся крупным потоком, разделенным на рукава, порядок которого был близок к порядку современного Иркуты.

Спорово-пыльцевой спектр, полученный из основания массива, характеризует условия его накопления в финале раннего – начале среднего неоплейстоцена. В этот период здесь произрастали сосново-березовые леса с темнохвойными породами (*Tsuga* sp., *Taxodiaceae*) и небольшими примесями *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Среди травянистой растительности подлеска доминируют мезофиты (*Cyperaceae*, *Liliaceae*), присутствуют *Chenopodiaceae*, *Ranunculaceae*, *Convolvulaceae*. Общую картину леса дополняют *Polypodiaceae*, *Botrychium* sp., *Selaginella* sp., *Sphagnum* sp. Климат был умеренно-теплым и умеренно-влажным.

Подтверждением существования в Тункинских впадинах озерных водоемов являются находки остатков спонгио- и малакофауны [1; 2]. Моллюски: *Pisidium casertanum* var. *boreale* Cless., *P. amnicum* Müll., *Sphaerium corneum* var. *ssorense* W. Dyb., *Gyraulus laevis* Alder, *G. gredlevi* Gredl., *Succinea oblonga* Drap., *Valvata sibirica* Midd., *Radix ovata* Drap., а также губки семейства *Spongillidae* – *Spongilla lacustris* L., *S. fragilis* Leidy, *Ephydatia fluviatilis* L. обитали в мелководных проточных озерах. Отсутствие эндемиков, в частности байкальских губок из семейства *Lubomirskiidae*, которые характерны для более древних отложений, указывает на полную потерю прямой генетической связи этого озера в неоплейстоцене с оз. Байкал.

Литература

1. Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Доклады АН СССР. 1948. Т. 61. № 5. С. 897–900.
2. Логачев Н.А. О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Известия Сибирского отделения Академии наук. Геология и геофизика. 1958. Вып. 1. С. 84–95.

Крапивенцева В.В.**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СОСТАВ БИТУМИНОЗНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ УГЛЕЙ
В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ И ПО ПЛОЩАДИ СВОБОДНОГО БУРОУГОЛЬНОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА В АМУРСКОЙ
ОБЛАСТИ РФ**

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

Свободное буроеугольное месторождение площадью около 700 км² расположено в Амурской области в 60 км к северо-западу от г. Свободного. Месторождение приурочено к восточной части Пикано-Сергеевской угленосной площади Зейско-Буреинского бассейна и располагается на юго-восточном склоне Амура-Мамынского выступа, сложенного толщей более древних пород и являющегося фундаментом месторождения [4, 5]. На выровненной поверхности фундамента почти горизонтально с небольшим наклоном на юго-восток залегают угленосные осадочно-терригенные и плиоцен-четвертичные отложения. Промышленная угленосность с пластами бурых (1Б) углей (I, Па, Пб и Пш) приурочена к нижнемиоценовой бузулинской свите на площади 310 км² [5]. Из них на площади 170 км² в 1964–1967 гг. выполнена предварительная, а затем и детальная разведка месторождения с проведением петрографического исследования этих углей по 15 скважинам [5].

Основным рабочим пластом является пласт II, залегающий на глубине от 35 до 121 м и распространенный на площади около 150 км² с мощностью от 2.0 до 19.2 м. В юго-восточной части месторождения от пласта II отщепляются пласты I, Па, Пб, развитые на значительно меньшей площади (от 15 до 32 км²) при небольшой мощности – от 2-х до 5.3 м (пласты Па и Пб) и до 6.7 м (пласт I) [5].

В результате проведенных исследований [1-3], уточнена вещественно-петрографическая классификация углей месторождения с выделением битуминозных углей в самостоятельную группу альгитов (сапропелитов) классов гелито-альгитов и альгитов [3].

Сапропелевая природа битуминозных углей Свободного буроеугольного месторождения также подтверждена сравнением их с бурыми углями Ушумунского месторождения, по которым впервые в 2017 г. было проведено изучение геохимии органического вещества (ОВ) [2].

Впервые выполнена количественная оценка распределения углей групп гумолитов и альгитов (сапропелитов) для основных пластов I, II, Па, Пб и Пш по основным 10 разрезам по площади месторождения с установлением зависимости изменения содержаний их групп углей от мощности и глубины залегания пластов.

Для уточнения условий образования углей месторождения Свободного различного состава, и в первую очередь битуминозных углей группы сапропелитов (альгитов), для основного промышленного пласта II по отдельным разрезам проведено сопоставление изменения петрографического состава этих углей для юго-западной и северо-восточной краевых частей месторождения [3]. Установлено, что пачки битуминозных углей группы сапропелитов на юго-востоке постепенно при расщеплении пласта II замещаются углестыми глинами, глинами, алевритами, песками, что указывает на смену фациального режима угленакопления от фаций торфяных болот к отложениям прибрежно-озерных и озерных фаций. Впервые в 2018 г. в ИТиГ ДВО РАН автором построена схема распределения содержаний битуминозных углей группы альгитов в составе основного

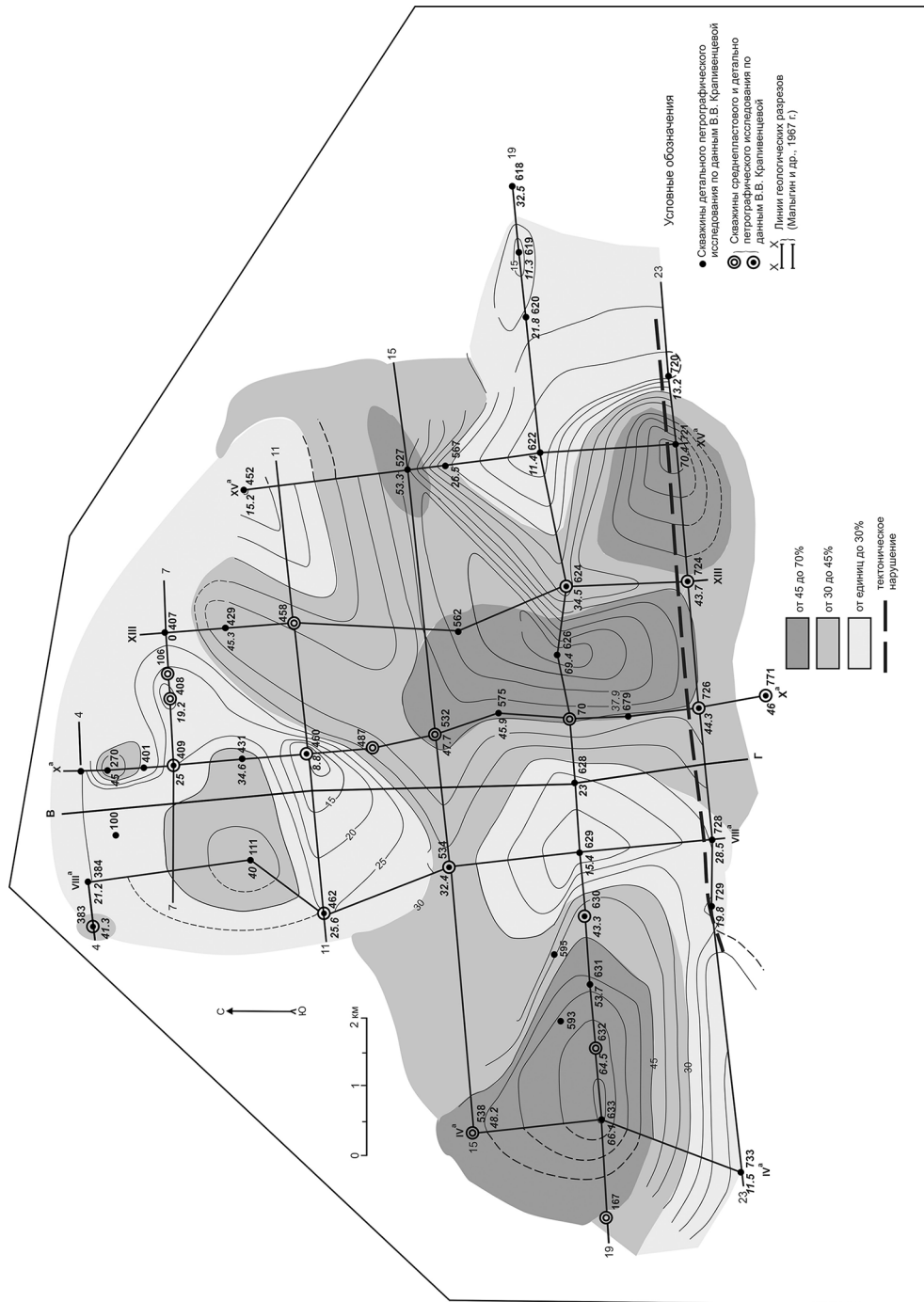


Рис. Схема распределения битуминозных углей группы альгитов (сапропелитов) классов гелито-альгитов (гелито-сапропелитов) и альгитов (сапропелитов) в составе пласта II по площади Свободного бурогольного месторождения [3].

промышленного пласта II по площади месторождения (рис.).

По качественной характеристике битуминозные угли группы альгитов отличаются от углей группы гумолитов [1, 2]. Их присутствие значительно улучшает качественные показатели углей [1, 2 и др.].

Установление широкого распространения битуминозных углей на большей части площади месторождения (около 120 км²) позволяет более уверенно говорить о возможности использования углей месторождения не только в качестве энергетического топлива, но и для комплексной переработки их в качестве сырья для химической промышленности.

Результаты работы могут также способствовать выбору первоочередных участков при освоении месторождения, а также служить научной основой при изучении других подобных бурогольных месторождений региона.

Литература

1. Крапивенцева В.В. Особенности петрографического и качественного состава углей Свободного бурогольного месторождения // Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. С. 60–77.
2. Крапивенцева В.В. Особенности состава битуминозных разновидностей углей Ушумунского и Свободного бурогольных месторождений Приамурья как нетрадиционных объектов и возможных источников углеводородного сырья для энергетики и химической промышленности будущего // Комплексное использование потенциала каменных и бурых углей и создание комбинированных экологически безопасных технологий их освоения: Всерос. конф. с междунар. участием: сб. докладов. Благовещенск: АмурНИЦ ДВО РАН, ИГиП ДВО РАН, 2017. С. 78–82.
3. Крапивенцева В.В. Состав и распределение битуминозных углей Свободного бурогольного месторождения в связи с его комплексным освоением // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Пятая Всерос. науч. конф. с междунар. участием: сб. докладов. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2018. Т. 2. С. 107–109.
4. Молодые платформы восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения) / науч. редактор чл.-корр. РАН А.П. Сорокин. Владивосток: Дальнаука, 2013. 366 с.
5. Угольная база России. Т. V. Кн. 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1997. 371 с.

**Крапивенцева В.В.¹, Фомин А.Н.², Тимошина Л.Д.²,
Меленевский В.Н.²**

**ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ УГЛЕЙ И ПОРОД УШУМУНСКОГО
БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В БИРОФЕЛЬДСКОМ ГРАБЕНЕ
СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

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

²ФГБУН Институт нефтегазовой геологии СО РАН, г. Новосибирск

Административно Ушумунское буроеугольное месторождение находится на территории Биробиджанского района Еврейской автономной области (ЕАО) РФ. В геологическом отношении оно расположено в юго-западной части Среднеамурского осадочного бассейна на северо-востоке Бирофельдского грабена [6]. Угли месторождения относятся к марке Б, технологической группе 2Б [6].

По вещественно-петрографическому составу они представлены в основном группой гумолитов класса гелитов. В меньшей степени, в основном на контакте, или вблизи него, в почве и кровле угольных пластов повсеместно встречаются угли группы сапропелитов классов альго-гелитов и реже – гелито-альгитов [2 и др.].

Основные результаты: Обогащенность $C_{\text{орг}}$ в глинах верхнечернореченской подсвиты чернореченской свиты (по скв. 1180) составляет 2.8–13.5, в среднем 8.2 % на породу, в алевритах – 0.8 % в нижней части изученного разреза и около 7 % – в верхней. Два образца битуминозного зольного угля, один из нижней части разреза, другой из верхней – имеют почти одинаковые концентрации $C_{\text{орг}}$ – 51.9 и 56.1 % на породу соответственно (рис.) [1–3].

Глины бирофельдской свиты, изученной по трем скважинам (1138, 1157 и 1180), обогащены ОВ – от 1.5 и 2.4 % в средней ее части в скв. 1157 и до 5.1–6.5 % в ее нижней (скв. 1180) и в верхней (скв. 1138) частях. В углистых и слабоуглистых битуминозных глинах ушумунской свиты (скв. 1138) $C_{\text{орг}}$ содержится уже в большем количестве от 11.7 до 23.0 % на породу (рис.).

Пиролитические исследования по всем изученным 19 образцам дают тот же результат – T_{max} не превышает 442°C. По водородному индексу (HI) определен генерационный потенциал ОВ и генетический тип керогена [4, 5]. Разрез олигоценовой верхнечернореченской подсвиты в скв. 1180 содержит несколько уровней, обогащенных керогеном II типа (аквагенным сапропелевым) в битуминозных слабоуглистых глинах ($HI - 207-259$ мг УВ/г $C_{\text{орг}}$), чередующихся с уровнями керогена III типа (террагенным) в глинах и алевритах ($HI - 52-119$ мг УВ/г $C_{\text{орг}}$) [3]. Битуминозные угли, обогащенные сапропелевым ОВ, имеют высокий водородный индекс HI (181 и 279, в среднем 230 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$) и относятся к керогену типа II. Олигоценовая бирофельдская свита в скв. 1180 содержит кероген типа II, в скв. 1138 и 1157 – III типа (рис.).

По данным пиролиза органическое вещество (ОВ) битуминозных слабоуглистых глин ушумунской свиты в скв. 1138 может быть отнесено также к керогену II типа.

В течение формирования рассматриваемых отложений (углей, глин, алевролитов) режим осадконакопления менялся неоднократно – от озерного, прибрежно-озерного до руслово-пойменного и торфяно-болотного и обратно [2, 6]. Прямо пропорциональная зависимость HI от состава $S_{\text{орг}}$ присуща автохтонному ОВ, относящемуся к типам керогена III и II, сохранившим генерационный газовый потенциал. От общей тенден-

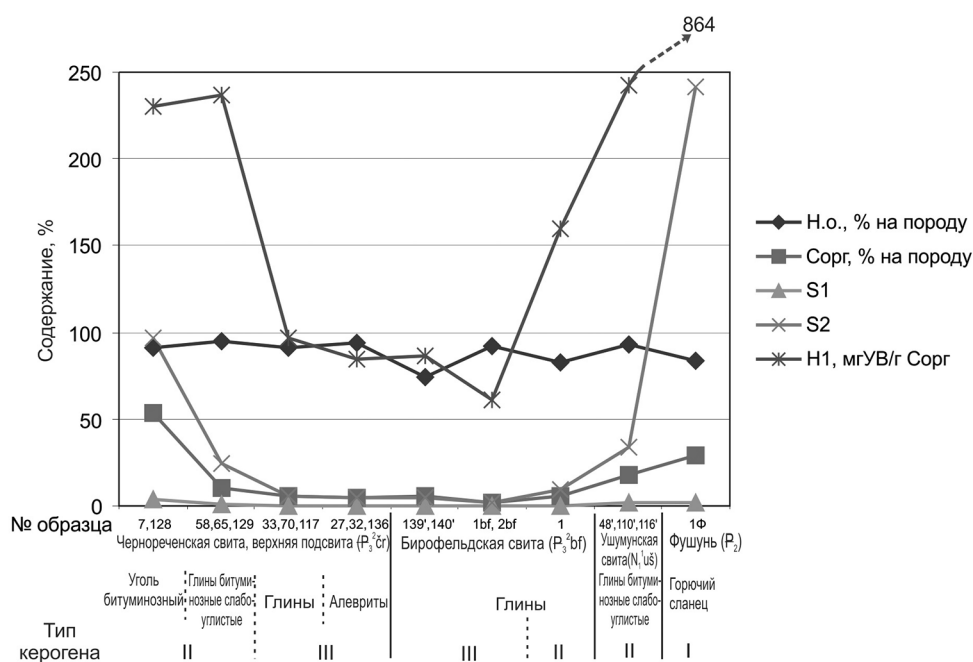


Рис. Среднее содержание органического вещества, его пиролизные характеристики в углях и породах чернореченской ($P_3^2\text{cr}$), ушумунской ($N_1^1\text{us}$) свит Ушумунского бурогоугольного месторождения и Фушуньском горячем сланце (P_2).

ции отклоняются чернореченские гумусовые угли типа гелитов, в которых высокий Сорг не сопровождается повышением генерационных свойств [3]. По-видимому, эти угли представляют собой смесь керогенов типов II и III. Отчетливая прямо пропорциональная зависимость S1 («битумоидной» составляющей ОВ) от S2 («керогеновой» составляющей ОВ) для всех образцов, более характерна для обогащенного автохтонным битумоидом ОВ.

Все изученные толщи олигоценового и миоценового возраста в разной степени для тех или иных пород обогащены ОВ. Во всех изученных 19 образцах ОВ незрелое.

Примерно половина образцов, в том числе угли, имеют свойственный аквагенному битуминозному сапропелевому ОВ высокий углеводородный, в основном газовый, потенциал. Соотношение «битумоидной» (S1) и «керогеновой» (S2) составляющих ОВ позволяет утверждать, что изученные образцы пород в той или иной степени обогащены автохтонным битумоидом за счет сапропелевого ОВ [3–5].

Литература

- 1 Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. 1980. Методы интерпретации аналитических данных о составе рассеянного органического вещества. М.: Недра, 1980. 228 с.
- 2 Крапивенцева В.В. Особенности состава битуминозных разновидностей углей Ушумунского и Свободного бурогоугольных месторождений Приамурья как нетрадиционных объектов и возможных источников углеводородного сырья для энергетики и химической промышленности будущего // Сборник докладов Всероссийской научной конференции «Комплексное использование потенциала каменных и бурых углей и создание комбинированных экологически безопасных технологий их освоения»: 19–22 сентября 2017.

- Благовещенск: АНЦ ДВО РАН РАН, 2017. С. 78-82.
3. Krapiventseva V.V., Timoshina L.D., Fomin A.N., Melenevsky V.N. Organic geochemistry of the coal-bearing strata of the Ushumnskoye field (Khabarovsk territory) // Proceedings: The 28th International Meeting on Organic Geochemistry (IMOG) that will take place in Florence, Italy from 17-22 September 2017. 208 p Электронная версия: <http://imog2017.org/wp-content/uploads/2017/04/130.pdf>.
 4. Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 144 с.
 5. Меленевский В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии: методическое рук-во. Новосибирск: СНИИГиМС, 1991. 50 с.
 6. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Авторы: Г.Л. Кириллова, В.Г. Варнавский, Б.А. Натальин, В.В. Крапивенцева и др. / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России») / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 3).

Кузнецов В.Е.**«К ПРОБЛЕМЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА
СИБИРСКОГО КРАТОНА»***Дальневосточное ПГО АО «Росгеология», г. Хабаровск*

Проблема нефтегазоносности (НГН) Юдомо-Майского междуречья (ЮММ) не нашла окончательного решения более чем за полтора столетия. Интерес к району возникал периодически, затем, в силу разных обстоятельств угасал, чтобы некоторое время спустя вспыхнуть снова. Проблема эволюционировала по мере накопления информации. И здесь можно выделить несколько этапов.

Первые сведения о распространении в бассейнах Май и Юдомы карбонатно-терригенных комплексов были получены в XIX веке маршрутами А.Ф. Миддендорфа (1844 г), Н.Г. Меглицкого (1851 г), К.П. Богдановича и П.В. Слюнина (1895 г). Неоценимы заслуги В.Н. Зверева, прошедшего по долинам Учур и Май в 1913 г. Они заложили основы современных представлений на стратиграфию и тектонику. Октябрьская Революция, Первая мировая, а также Гражданская войны надолго прервали геологические исследования в регионе.

Накопление информации. Исследования возобновились в предвоенное десятилетие, когда были выполнены работы стратиграфического и структурно-тектонического характера (М.Я. Столяр, 1932, А.А. Леонтович, 1932–1934 гг, И.Г. Козлов, 1937 г., В.М. Сеньюков, О.В. Флерова, 1937 г., В.З. Скороход, 1937 г., П.Д. Шкляев, 1938 г., М.К. Трифонов, Д.С. Несвит, 1938 г., И.П. Туаев, 1939 г., Г.Г. Григорьев, 1939–1940 гг И.Г. Козлов, В.С. Сафаров, 1940 г., и др.).

М.Я. Столяром было установлено широкое развитие здесь палеонтологически охарактеризованных нижнекембрийских отложений, а А.А. Леонтович отметил широкое распространение битуминозных пород. Перспективы НГН он связал с кембрийскими карбонатными толщами. Его позиция укрепилась выявлением в 1935 году В.М. Сеньюковым жидкой нефти в кембрийских известняках на реке Толбе в Якутии. Получение в 1937 году притока из песчаников толбинской свиты послужило толчком для активизации работ на нефть на всей Сибирской платформе.

В 1937 г. В.М. Сеньюков и О.В. Флерова выявили в нижнем течении Май и Юдомы несколько структур. Здесь были локализованы прослой чёрных битуминозных известняков, а также горючих сланцев. Перспективные структуры были выделены также В.З. Скороходом, С.Н. Алексейчиком И.Г. Козловым. В.З. Скороход установил, что от Лаханды до нижнего течения Юдомы намечается структурный свод, а на него наложена система брахиантиклинальных складок с углами падения на крыльях 10–15°. Рекомендовано начать поисковое бурение.

В 1938 году на УВ работали пять геологических партий ДВТГУ (П.Д. Шкляев, Н.К. Трифонов, В.З. Скороход, А.К. Матвеев и В.Н. Кузнецов). В пределах Лахандинской структуры, изученной П.Д. Шкляевым, было начато бурение (М.С. Лаппо и В.И. Петишкин), которое было остановлено в 1940 г на глубине 591.25 м. Было установлено качественное изменение характера битуминозности с глубиной от твёрдых битумов до неокисленной ароматической нефти. В нижнем течении Юдомы Н.К. Трифонов и Д.С. Несвит выделители антиклинали с горизонтами битуминозных песчаников.

И.П.Туаев в 1939 г. проводя работы от скал Малгина до устья Май, отметил воз-

растание количества битумопроявлений в северном направлении. Параллельно с ним, в междуречье Чабды и Юдома работали В.А. Ярмолюк, С.Ф.Допиро и Н.Ф.Соловьев. Они выделили пологие антиклинали, благоприятные для улавливания УВ.

Аналогичные исследования были выполнены в 1940 г. А.К.Бобровым в районе п. Чабда, показавшие, что рекомендованные И.П.Туаевым и В.А.Ярмолюком структуры слагают антиклиналь, наложенную на моноклиальный тренд.

В 1941 г. в монографии «Нефтеносность кембрийских отложений Лено-Алданского бассейна» О.В.Флерова отметила перспективность земель к северу от Усть-Юдомы. Она отметила региональный характер наблюдаемых нефтепроявлений и высказала предположение об их вторичном происхождении, обусловленном разрушением залежей.

В 1942 г. В.А. Ярмолюк разделил структурные формы чехла на 3 группы – пологие индуляции, флексуровидные и изоклинальные.

В 1950–1953 гг. геологами ВСЕГЕИ, ГИН, ПИН были выполнены литолого-палеонтологические исследования завершившиеся разработкой унифицированной схемы стратиграфии кембрия Сибири (МСС, 1956 г.).

Развитие работ. К 1960 г. ЮММ было охвачено геологической съемкой М 1:1 000 000 (Ю.К. Дзевановский, П.С. Соловьев, В.А. Архангельская, С.М. Калимулин, А.К. Матвеев). Частично были выполнены работы М 1:500 000 (Н.К. Трифонов, Д.С. Несвит, П.Д. Шкляев, А.С. Потэбня, Н.С. Шпак, В.Р. Алексеев, Ю.К. Дзевановский) и выборочно в М 1:200 000. В 1962 г. В итоге была подготовлена к изданию Государственная геологическая карта листа О-53 М 1: 1 000 000 (Н.С. Шпак, В.И. Гольденберг, С.В. Нужнов и В.А. Самозванцев).

В 1964–1966 г. темой ВНИГРИ «Сравнительный анализ геологии и нефтегазоносности межгорных впадин южной части Дальнего востока» (В.А. Завадский), для ЮММ были определены прогнозные ресурсы в количестве 171 млн. туг. В среднем течении Майи работы на нефть и газ осуществляла Аяно-Майская партия Комплексной тематической экспедиции ДВТГУ (В.Т. Гудзенко и др.), а с 1965 по 1967 гг. под руководством Н.В. Вассоевича работала группа МГУ (Е.И. Тараненко и др.).

В период 1967–1970 гг. Дыгдинским отрядом КТЭ ДВТГУ были выделены нефтеприводящие комплексы в составе малгинской, лахандинской и юдомской свит. В качестве коллекторов определены песчаники лахандинской, кандыкской и юдомской свит. Суммарно мощность коллекторского горизонта составила >100 м. Благоприятными для миграции также были признаны песчаные горизонты эннинской и омнинской свит, а также ковернозные известняки малгинской и юдомской. Флюидоупорами приняты пелиты лахандинской, кандыкской и юдомской свит, карбонатно-глинистые серии ципандинской, и пёстроцветной. Объектами 1-ой очереди рекомендованы Кандыкская и Улахан-Крестяхская структуры. Здесь продуктивные горизонты ожидаются до глубин 1.0–2.5 км.

Результаты работ были резюмированы в монографии «Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР» под редакцией А.А. Трофимука (1971).

Поздний этап. В 1958–1989 гг. территория ЮММ силами ВАГТ (Аэрогеология) была покрыта геологической съемкой масштаба 1: 200 000. Изданы листы Госгеолкарты-2001-го поколения с объяснительными записками. Материалы карт, охватывающие отложения чехла платформы во многом актуальны до настоящего времени. С 1972 г. в районе были начаты ГГС-50 и ГДП-50 с сопутствующими поисковыми работами на ТПИ. В 1987 г. в верховьях Ингили было открыто месторождение циркониевых руд Алгама.

В 90-х работы на УВ сырьё почти не проводились. Многие вопросы стратиграфии, магматизма и минерагении территории в этот период решались отраслевыми (ДВИМС, ВСЕГЕИ, ВИМС и др.) и академическими (ИГГД, ДВГИ, ИТиГ и др.) институтами.

В 2006–2009 гг. картосоставительские работы были возобновлены «Дальгеофизикой». На территории листов О-53-ХI, -ХII было проведено геолого-минерагеническое картирование масштаба 1: 200 000 с подготовкой к изданию комплекта Госгеолкарты-200/2. В результате было уточнено расчленение кембрийских, силурийских, каменноугольных и пермских отложений. В 2010 г. под патронажем ВСЕГЕИ была подготовлена к изданию Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 1 000 000 лист О-53 (В.А. Дымович), также силами «Дальгеофизики».

Гравиметрическими съемками масштаба 1: 200 000 ЮММ охвачено на 75 % (Никитенко В.Н., 1967 г; Забродина М.Л., 1971 г; Ярославцева Н.И., 1988, 1989 гг; Михайлова Г.И., 1991 г; Саржинский А.Г., 1986–1992 гг). Изученность западной части ЮММ соответствует только масштабу 1: 1 000 000. Пятиканальные АГСМ-съемки М 1: 50 000 и крупнее выполнены примерно на 55 % территории. Остальное охарактеризовано материалами аэромагнитных съемок М 1: 200 000. Эти данные были учтены при подготовке геофизосновы ГГК-1000/3 специалистами ФГУП «ВИРГ-РУДГЕОФИЗИКА» в 2002 г.

В 1998 году в бассейне среднего течения Май за счёт краевого бюджета, «Дальгеофизикой» выполнялось обобщение геофизических материалов, а также профильные гравиметрические и магнитометрические исследования на оси Талындая – Б. Лаханда – Кандык (П.В. Николюк). Ввиду прекращения финансирования выполнено всего 10 % проектных объёмов. В результате составлена структурно-тектоническая схема М 1: 500 000. По шести сечениям, пересекающим основные структуры ЮММ, были подобраны плотностные модели. Они подтвердили наличие, выделенного ранее (В.Т. Гудзенко и др., 1967 г.) Улкано-Алданского прогиба. В пределах Аимского погружения в аномалиях Δg_g выделены Эльгейское и Большелахандинское валообразные поднятия. Восточнее Нельканского надвига подтверждено чешуйчатое строение разреза с увеличением мощности терригенно-карбонатных отложений к востоку от 4–5 км до 8–9 км. Во фронтальных частях надвигов кровля кристаллического фундамента поднята до двухкилометровых отметок. В пределах профиля Талындая – Б. Лаханда – Кандык по данным моделирования ГОНГ выявлена аномалия типа «залежь» (ПК 585-685).

Новейшие исследования. В 2007–2008 гг. «Якутскгеофизикой» проведены работы МОГТ в восточной части Северо-Алданской ПНГО, в том числе по зимнику на трассе –Усть-Юдома – Горностахский хребет –Тайма (Хабаровский край), где получен временной разрез, отражающий строение Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майской СФЗ, а также строение Нельканского надвига. Сделано заключение о перспективах территории на выявление неантиклинальных ловушек (НАЛ) на региональном склоне. В 2010–2012 гг «Якутскгеофизикой», совместно с «Дальгеофизикой» продолжены работы МОГТ и профильной гравикой в Аяно-Майском районе Хабаровского края (Дьяконова В.А. и др.). Таким образом, было завершено создание каркаса сейсмических профилей региональной стадии. Получены уникальные сейсмогеологические и геолого-геофизические разрезы. По всем отработанным профилям были построены структурные карты М 1: 200 по перспективным горизонтам R1lh, R2ml и R2on, R2am, R1, а также составлены карты перспектив НГН продуктивных горизонтов осадочного чехла.

В результате в пределах ЮММ выделены следующие нефтегазоперспективные объекты: Даланская структура, подразделяющаяся на блоки: Кумахский, Тарынский,

Лахандинский. Глубина залегания подошвы отложений малгинской свиты среднего рифея в пределах сводовой части определена в 900–1000 м. В бортовой части Усть-Майского рифта намечена Нижне-Даланская НАЛ. В пределах Кыллахской надвиговой зоны выделены Нельканская и Гувиндинская зоны, перспективные на выявление ловушек УВ. Рекомендованы место заложения параметрической скважины, а также основные направления ГРП в пределах ЮММ. В рамках дополнительного проекта были осуществлены работы по сгущению сети наблюдений региональной стадии (В.А. Дьяконова, А.П. Оболкин и др.). Кроме МОГТ и гравитики они включали МТЗ и геохимические исследования. По работам 2007–2012 гг. прирост прогнозных локализованных ресурсов УУВ категории Д1 (лок) на территорию ЮММ составил 40425 тыс.т. УУВ.

В 2014–2016 гг. в процессе оценочных работ на ZrO_2 Алгаминского участка (Л.С. Вязунов) из трёх скважин вскрывших отложения юдомского комплекса зафиксирован выброс газа. С глубины 42–43 м одной из скважин поднят трещиноватый интервал керна пропитанный маслянистой жидкостью с запахом нефтепродуктов.

Таким образом, на территории ЮММ к настоящему времени накоплен обширный материал, свидетельствующий о высоких перспективах выявления здесь промышленно значимых объектов НГН. Силами геологов разных поколений, энтузиастов юдомо-майской нефти, территория достаточно хорошо подготовлена к переходу в этап детальных поисков включающий подготовку перспективных площадей к параметрическому и поисковому бурению.

Медведева С.А.**МАЛЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ
ПИВАНСКОГО РАЗРЕЗА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Определены содержания элементов в терригенных породах, отобранных из коренных выходов ниже пос. Пивань по течению р. Амур (Пиванский, или Комсомольский, разрез). Опробование проведено при комплексном изучении разреза в первой половине нынешнего века. Согласно предыдущим исследованиям [1, 2], разрез сложен толщей ритмичного переслаивания (J_3v_3), глинисто-алевролитовая толщей ($J_3v_3-K_1r$), песчаниковой толщей (K_1v_1). Считалось, что верхнеюрско-нижнемеловые переслаивающиеся песчаники и алевролиты образуют моноклиналь. Затем хроностратиграфическая схема была уточнена: верхневолжский подъярус J_3v_3 , верхи верхневолжского подъяруса-рязанский ярус $J_3v_3-K_1r$, рязанский ярус (без самых низов) K_1r и нижний валанжин K_1v_1 [3]. Также при помощи разных методов выявлена синклиналиная складка («субсинклиналиная» гипотеза) [1, 3]. В крыльях складки обнажены верхнеюрские слои, а ядро сложено более молодыми нижнемеловыми рязанскими и валанжинскими слоями.

Песчаники состоят из обломков кварца, полевых шпатов, слюдистых минералов, магматических и осадочных пород. Классификационные типы песчаников - полевошпатовые граувакки и граувакковые аркозы. Петрографический состав породных обломков показывает, что в областях сноса магматические породы были кислого, иногда среднего состава.

Состав пород

Опробованные песчаники по гранулометрическому составу являются мелкозернистыми, редко средне-мелкозернистыми, разностями. Цвет серый до темно-серого, иногда с зеленоватым оттенком. Содержания основных породообразующих оксидов в песчаниках составляют (масс. %): SiO_2 – 68.5–76.6, TiO_2 – 0.32–0.59, Al_2O_3 – 11.9–15.9, Fe_2O_3 – 2.1–4.2, MgO – 0.5–1.4, Na_2O – 2.5–4.1, K_2O – 2.0–4.0, сумма щелочей – 5.74–7.49. В темно-серых, до черных, алевролитах меньше содержания SiO_2 – 63.1–68.1, Na_2O – 1.8–3.4, но больше TiO_2 – 0.6–0.74, Al_2O_3 – 14.7–17.0, Fe_2O_3 – 4.0–6.7, K_2O – 2.5–3.7. Кроме того, в них уменьшается суммарное содержание щелочей – от 4.94 до 6.88 [1]. Отличаются песчаники и алевролиты также значениями литохимических модулей, которые были рассчитаны по методике «Стандарта ЮК» [4]. Судя по валовому химическому составу терригенных пород, материнские породы были кислыми, средне-кислыми.

В Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН были определены содержания малых и редкоземельных (РЗЭ) элементов. Определения выполнены аналитиками Д.В. Авдеевым, В.Е. Зазулиной методом спектрального анализа в аргоновой плазме, на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США). Чувствительность определений до 10–9 г/л.

В песчаниках (24 пробы) сумма РЗЭ колеблется от 103 до 162 г/т (общее среднее около 135 г/т). В них содержится больше РЗЭ по сравнению с аналогичными песчаными породами Кавказской складчатой системы (80 г/т) и немного меньше по сравнению с алевропесчаниками Русской платформы (среднее 140 г/т). Вариации отношений легких РЗЭ и тяжелых РЗЭ (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) составляют от 8.1 до 11 в песчаниках.

Содержания РЗЭ в алевролитах (21 проба) выше, чем в песчаниках, суммы варьируются от 117 до 184 г/т. Сумма РЗЭ в алевролитах меньше средней суммы в постархейском австралийском глинистом сланце (РААS) – 185 г/т. Значения ЛРЗЭ/ТРЗЭ в алевролитах ниже, чем в песчаниках, но внутри литотипа их колебания не очень велики - от 7.3 до 9.7. Значения выше 8 характеризуют кислый состав пород в областях сноса. Об этом же говорят и отношения нормированного лантана к нормированному иттербию – больше 8 (наши 8.3–12.0).

Европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = EuN / [(SmN)(GdN)]^{1/2}$) в песчаниках от 0.5 до 0.68, в алевролитах от 0.49 до 0.58. Эти значения характеризуют значительную аномалию. Eu/Eu^* меньше 0.9 считают показателем кислого состава материнских пород.

Цериевая аномалия Ce/Ce^* в песчаниках от 0.96 до 1.1, в алевролитах от 0.98 до 1.24. Такие величины присущи для значительного удаления бассейна осадконакопления от срединно-океанического хребта и свидетельствуют о седиментации в окраинно-континентальном водоеме.

Графики содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, имеют отрицательный тренд, выраженный наклоном графиков слева направо. Значительная крутизна графиков в левой части иллюстрирует обогащенность пород легкими РЗЭ, что указывает на их кислый состав и кислый состав материнских пород. На графиках, наблюдается заметный «провал», отражающий «отрицательную» европиевую аномалию (значения меньше 1). В спектре тяжелых РЗЭ графики имеют пологий отрицательный наклон. Характер распределения содержаний РЗЭ и поведения различных параметров в одновозрастных песчаниках и алевролитах одинаков. Это связано с залеганием в общих слоях, вероятными общими источниками поступления обломочного материала при формировании данного слоя.

Проанализированные песчаники отличаются от алевролитов более высокими содержаниями Sn, Mo, Sr, низкими содержаниями Th, U, V, Co, Ni, Cu, Zn, Pt, Li. В одной из десяти проанализированных на серебро проб песчаников выявлены повышенные до 32 г/т содержания Ag. В таблице указаны интервалы округленных содержаний, причем жирным шрифтом выделены более высокие концентрации.

Сопоставимые с кларковыми содержаниями и с таковыми в породах-эталопах содержания РЗЭ в изученных породах не позволяют рассматривать их как объект для поисковых работ. Необходимо уточнить, что изучался общий породный фон. Содержания определялись в неизмененных породах, без признаков минерализации (сульфидизации, карбонатизации, окварцевания).

Таблица. Содержания малых элементов в терригенных породах Пиванского разреза

Элементы	Концентрации, г/т		Элементы	Концентрации, г/т	
	Песчаники 19 проб	Алевролиты 21 проба		Песчаники 19 проб	Алевролиты 21 проба
Sn	1–6	2.3–4	Ni	5–18	4–27
Mo	0.4–1.5	0.2–1.0	Cu	7.5–16	1–45
Sr	129–248	57–140	Zn	46–96	57–111
Th	7–12.5	10–16	Pb	13–41	14–27
U	1.4–2.8	1.7–3.5	Pt	0.02–0.03	0.03–0.06
V	24–57	52–111	Li	19–45	27–56
Co	2–4.4	5–10	Ag	0.1–0.3 до 32 (10 проб)	–

Литература

1. Медведева С.А. Возможность применения литохимии для сопоставления и корреляции отложений на примере Комсомольского разреза северного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 4. С. 74–89. doi: 10.30911/0207-4028-2019-38-4-74-89
2. 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).
3. Урман О.С., Дзюба О.С., Кириллова Г.Л., Шурыгин Б.Н. Бухии и биостратиграфия пограничных юрско-меловых отложений в Комсомольском разрезе // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 5. С. 34-46.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. С.-Пб.: Наука, 2000. 480 с.

Прохорова П.Н.**МОДЕЛЬ ТЕРМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПЕРЕЯСЛАВСКОГО ГРАБЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СРЕДНЕАМУРСКОГО
ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА)**

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

В настоящее время возрастает интерес со стороны нефтегазодобывающих компаний к региональному доизучению континентальных осадочных бассейнов Дальнего Востока, в том числе Среднеамурскому бассейну, с целью последующей добычи углеводородов. Применение современной методики бассейнового моделирования является одной из мер по снижению геологических и экономических рисков при планировании региональных работ на нефть и газ в пределах перспективного нефтегазоносного Среднеамурского бассейна.

Слабый уровень изученности бассейна, а, главным образом, недостаточное количество глубоких скважин, вскрывших полный разрез юры и мела, не позволяет сделать однозначное заключение о наличии месторождений нефти и газа. Однако имеющаяся на сегодняшний день информация об истории развития бассейна, а также открытие месторождений углеводородов в пограничных бассейнах на территории Китая допускают вероятность обнаружения скоплений нефти и газа в отложениях мела.

Переяславский грабен является самой крупной и наиболее хорошо изученной структурой в составе Среднеамурского осадочного бассейна. Локальные структуры мелового возраста, благоприятные для поисков залежей углеводородов, в пределах Переяславского грабена были выделены ещё в 1998–2002 гг. сотрудниками ДВИМС при переинтерпретации сейсмических данных по Ситинскому погружению. В последние десятилетия сотрудниками Института тектоники и геофизики ДВО РАН были пересмотрены данные по стратиграфии региона, в результате чего уточнены стратиграфические разбивки основных подразделений меловых отложений, являющиеся складчатым основанием большей части Среднеамурского бассейна [2].

По результатам геохимических исследований керна скважин, проведённых сотрудниками Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН в 2011 году, а также предшествующих исследований геохимии органического вещества, отложения нижнемелового комплекса Переяславского грабена были отнесены к нефтегазоматеринским [1, 4].

Цель настоящего исследования – уточнение перспектив нефтегазоносности меловых отложений Переяславского грабена Среднеамурского осадочного бассейна с применением программного обеспечения одномерного палеотемпературного моделирования *TempDialog*.

Скважины 1Е и 2Е расположены в юго-западной части, скважина 1В – в центральной части Переяславского грабена. В качестве исходных параметров для построения численной модели были использованы литолого-стратиграфические разбивки по трём глубоким скважинам, теплофизические характеристики отложений, а также измеренные значения температур в скважинах. Вероятный интервал величины эрозии был определён различными способами: по сейсмическим разрезам, по палеогеографическим и стратиграфическим данным, а также с помощью расчетов параметрических кривых градиента плотности с глубиной.

Полученная модель термической истории меловых отложений Переяславского

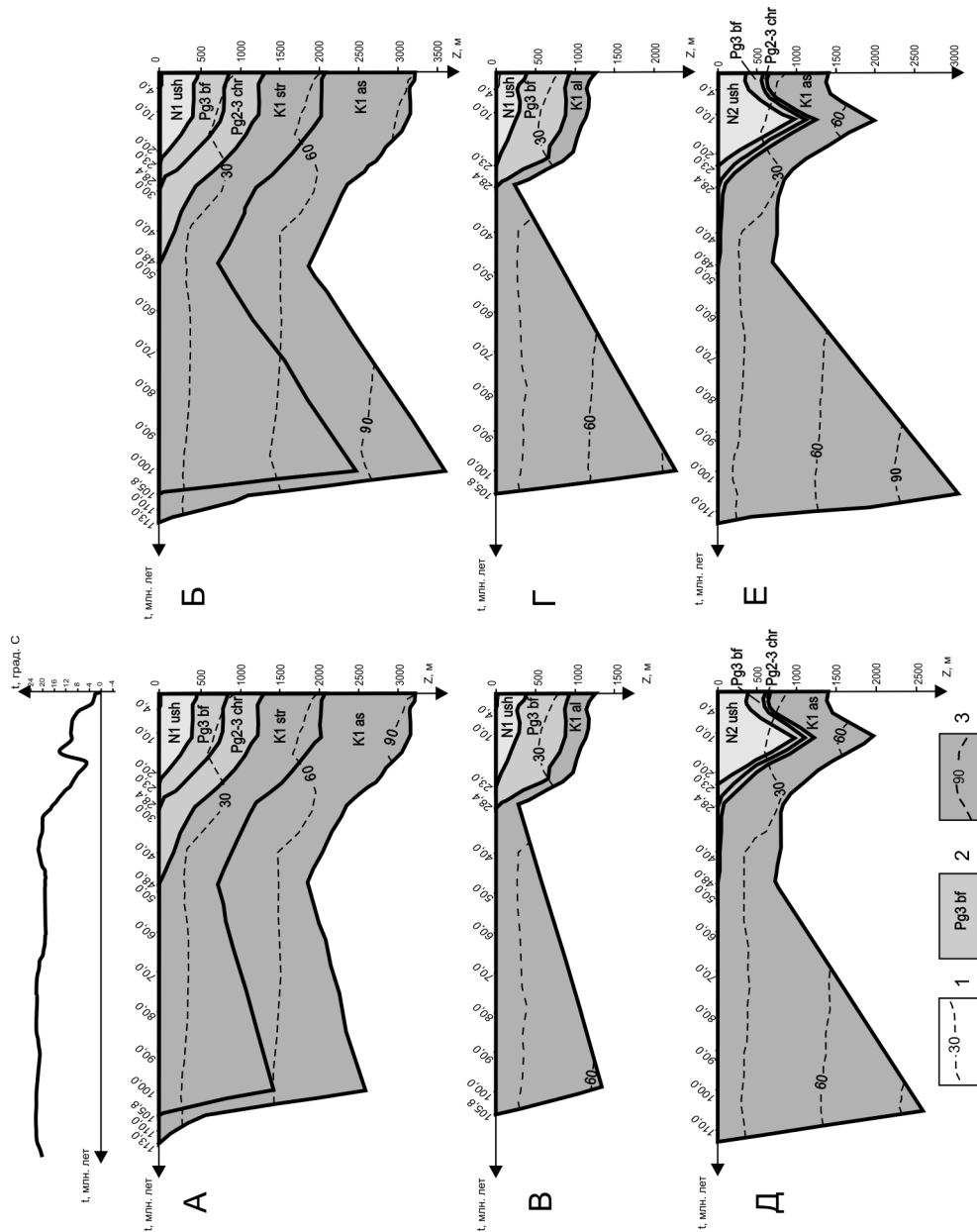


Рис. Модель термической истории отложений Переяславского грабена в разрезах скважин. а, б – Волочаевская-1 (а – амплитуда поздний мел-палеоценовой эрозии 700 м, б – амплитуда поздний мел-палеоценовой эрозии 1700 м); в, г – Екатеринославская-1 (в – амплитуда поздний мел-палеоценовой эрозии 1000 м, г – амплитуда поздний мел-палеоценовой эрозии 2000 м); д, е – Екатеринославская-2 (д – амплитуда поздний мел-палеоценовой эрозии 1300 м, е – амплитуда меловой эрозии 2300 м). 1 – изотермы; 2 – стратиграфическая приуроченность отложений; 3 – изотерма пороговой температуры ГЗН. В верхней части рисунка приведен график палеоклиматического векового хода температур на земной поверхности.

грабена свидетельствует о том, что существовало два периода, благоприятных для генерации углеводородов ассикаевским источником. Первый период начался в альбе (107.0–103.5 млн лет назад) и закончился в конце мела–начале эоцена (94.0–54.0 млн лет назад). В период 100.5–87.0 млн лет назад ассикаевский источник генерировал нефть. Второй период генерации газа ассикаевской свитой начался 24.0–12.0 млн лет назад и продолжается в настоящее время (рис.).

Результаты литолого-петрографических исследований меловых отложений, проведённых сотрудниками Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, показал, что меловые песчано-алевритовые породы практически непроницаемыми [4]. Однако анализ структурного положения пробуренных скважин свидетельствует о том, что они были заложены на бортах и горстобразных поднятиях Переяславского грабена. В тектоническом отношении это области наибольших деформаций меловых пород, происходивших в ходе формирования Среднеамурского бассейна [3]. В связи с этим сохранность сгенерированных углеводородов можно предполагать в наименее деформированных блоках ассикаевской свиты в центральной части Переяславского грабена, где масштабы поздней мел–палеоценовой эрозии проявились слабее.

Результаты исследования являются дополнительной аргументацией положительных перспектив нефтегазоносности нижнемеловых отложений Переяславского грабена Среднеамурского бассейна.

Литература

1. Конторович А.Э., Кириллова Г.Л., Шапорина М.Н., Рязанова Т.А., Скузоватов М.Ю., Беляев С.Ю., Бурштейн Л.М., Развозжаева Е.П. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Среднеамурского осадочного бассейна (современная модель) // Нефтегазogeологический прогноз и перспективы развития нефтегазового комплекса Востока России / Сб. материалов конф. 2013. С. 107–112.
2. Осадочные бассейны Востока России» Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Владивосток: ДВО РАН, 2009. Т. 3. 424 с.
3. Пересторонин А.Н., Развозжаева Е.П. Система кайнозойских депрессий Приамурья и Приморья: строение, тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 58–75.
4. Полякова И.Д., Колганова М.М., Соболева Е.И. и др. Геохимические показатели нефтегазообразования в мезо-кайнозойских отложениях Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 49–57.

Развозжаева Е.П.

**ТЕКТОНИКА И ЛОКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ АЛДАНО-МАЙСКОГО ОСАДОЧНОГО
БАССЕЙНА**

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

Настоящая работа является продолжением исследований по изучению строения Алдано-Майского осадочного бассейна (АМОБ). Ранее автором была обоснована сейсмостратиграфическая модель и построена схема структур первого порядка бассейна [5]. В данной работе рассматриваются структуры второго порядка и выше, анализируются объекты, перспективные для аккумуляции УВ. При главной вертикальной миграции УВ важным фактором является наличие разломов, как проводящих каналов. Не менее важна роль разломов как ограничителей зон аккумуляции УВ. Поэтому был проведен анализ основных разломов, выделяемых геологическими и сейсмическими методами. Фактическим материалом исследований являются сейсмические разрезы, данные газогеохимической съемки снежного покрова, проведенной по линиям сеймопрофилей, геолого-геофизические материалы предшественников.

Разломная тектоника. Наиболее четко на сейсмических разрезах выражены надвиги, которые сформировались в период мезозойской активизации на востоке АМОБ (рис. 1, а). В результате первоначально единый бассейн был разбит на две тектонические структуры: Кыллахскую зону надвигов (КЗН) и Алдано-Майскую плиту (АМП). КЗН состоит из субпараллельных надвиговых пластин субмеридионального простирания. Надвиги на глубине сливаются в единый детачмент, проходящий в низах среднерифейских отложений вблизи границы фундамента. В пределах АМП по геологическим данным выделено немного разломов [1–3 и др.]. Местоположение, протяженность и названия разломов по разным источникам часто не совпадают. Кинематика их, как правило, неизвестна. Есть примеры выделения разломов по линеamentному анализу рельефа [1]. По сейсморазведочным данным для рифейских отложений характерна довольно интенсивная дислоцированность. Как правило, это малоамплитудные субвертикальные нарушения. Из разломов, фиксируемых по геологическим данным, уверенно выделяется Алдано-Майский разлом (АМР). Он состоит из трех сегментов и ограничивает с севера Дыгдинское валообразное поднятие [2, 3]. Сейсмическим профилем пересечен только один, восточный сегмент АМР. Он представляет собой взброс амплитудой 600 м, определенной по подошве верхнего рифея (рис. 1, б). Другим ярким примером является разломное ограничение Ингилийского выступа фундамента (рис. 1, в). По геологическим данным он образовался на пересечении северо-восточного, северо-западного и меридионального разломов. На сейсмических разрезах хорошо проявлены северо-западные разломы, ограничивающие выступ. Меридиональный Юдомо-Ингилийский [2, 3] уверенно выделяется на севере, но не прослеживается до Ингилийского выступа.

Анализ локальных структур. Анализ выделяемых на территории АМОБ структур 2-го порядка показал, что на существующих схемах не разделяются поверхностные и глубинные объекты. Например, Аимская мульда является поверхностной структурой. На глубине по сейсмическому профилю ей соответствует Даланская антиклинальная структура. Дыгдинский вал в своей западной и восточной частях проявлен как поднятие и на поверхности, и в чехле, а в центральной – только на поверхности. В АМОБ предполагается наличие крупных зон нефтегазоаккумуляции, связанных преимущественно

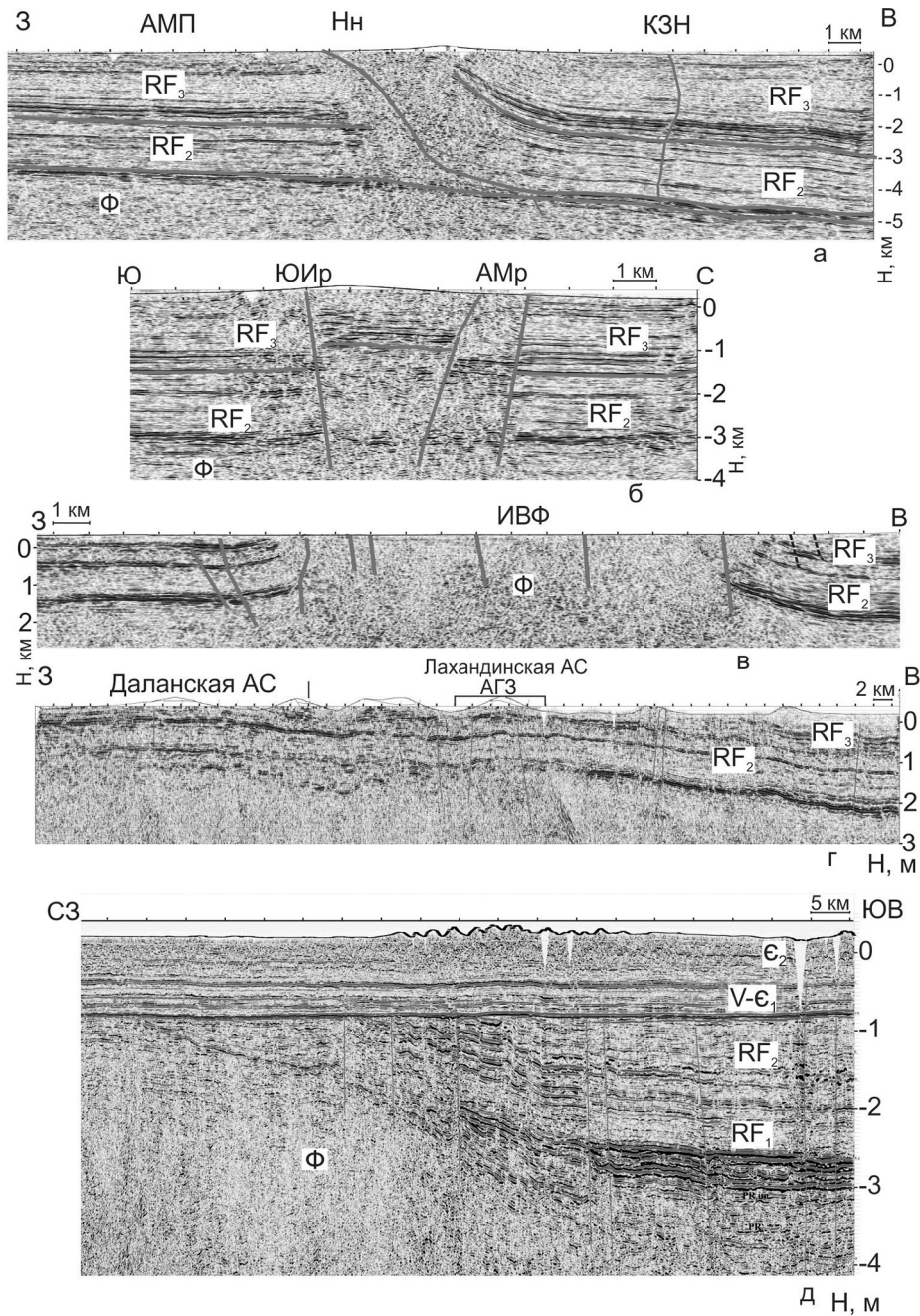


Рис. 1. Глубинные сейсмические разрезы, демонстрирующие разломную тектонику АМОБ (а–в) и структуры, возможно перспективные на обнаружение УВ (г – антиклинальные, д – выклинивания).

АМП – Алдано-Майская плита; КЗН – Кыллахская зона надвигов; Нн – Нельканский надвиг; ЮИр – Юдомо-Ингилийский разлом; АМр – Алдано-Майский разлом; ИВФ – Ингилийский выступ фундамента; АС – антиклинальная структура, АГЗ – аномальная газовая зона.

с новообразованными ловушками УВ [6]. Последнее означает, что во время эволюции АМОБ (интервал образования осадочного чехла АМОБ охватывает миллион лет) процессы концентрации углеводородов (УВ) и пополнения вновь образуемых скоплений преобладали над процессами рассеяния и разрушения. Упомянутая выше Даланская структура является наиболее крупной (90×35 км) антиклинальной структурой, выделяемой как перспективный объект для аккумуляции УВ (рис. 1, г). Другим интересным объектом антиклинального типа представляется Лахандинская структура, совпадающая с аномальной газовой зоной, выделенной по данным снеговой газогеохимической съемки (рис. 1, г). На площади АМОБ широко распространены неантиклинальные структуры выклинивания рифейских отложений. Особенно перспективны места эрозионного срезания вендским комплексом отложений кандыкской терригенной свиты – Майская неантиклинальная структура. На западе АМОБ вендские отложения с угловым несогласием срезают средне- и нижнерифейские комплексы, которые содержат материнские свиты и тоже рассматриваются как перспективные (рис. 1, д). Перспективны приразломные поднятия Ингилийского выступа в АМП (рис. 1, в) и принадвиговые - в КЗН (рис. 1, а). В статье [4] выделено Мутульское поднятие в районе Эбейке-Хаятинского надвига на севере АМОБ. Не исключены перспективные объекты в венд-кембрийском плитном комплексе, связанные с рифовыми постройками и клиновидными структурами.

Литература

1. Горошко М. В., Гильманова Г.З. Литолого-структурные условия локализации рудных месторождений Учуро-Майской мезо-неопротерозойской впадины (Сибирская платформа)// Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 4. С. 52–67.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53-Нелькан. СПб: карт фабрика ВСЕГЕИ. 2010.
3. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
4. Мигурский А.В., Соболев П.Н. Мутулинское поднятие – главный объект нефтегазопоисковых работ во фронтальной части Кыллахской зоны Верхоянского пояса складчато-надвиговых дислокаций // Нефтегазовая геология, 2015. № 2 (22). С. 26–33.
5. Развозжаева Е.П. Сейсмостратиграфическая модель Алдано-Майского осадочного бассейна (юго-восток Сибирской платформы). Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 6. С. 25–47.
6. Ситников В.С., Жерновский В.П. О вероятном наличии потенциальных зон нефтегазоаккумуляции на востоке Алданской антеклизы // Нефтегазовая геология. 2011. № 3.

Рябинкин К.С., Пупатенко В.В., Бронников А.К.

**ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ
ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕАМУРСКОГО
ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

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

Открытие штормовых (низкочастотных) микросейсм относится к концу 19 века. В середине 20 века насчитывалось более 600 основных работ, посвященных их изучению, были найдены физические механизмы их возникновения и разработаны соответствующие математические модели.

Связь микросейсмического поля с глубинным строением Земли отмечалась еще в начале XX века Б.Б. Голицыным. Во второй половине XX века эта связь была надежно подтверждена многочисленными исследованиями, проведенными в разных регионах Земли. Однако из-за трудностей обработки сейсмических записей и невозможности проведения формализованного анализа больших объемов данных методы пассивной сейсморазведки стали появляться и активно использоваться только в 1990-х и 2000-х гг.

В современных методах пассивной сейсморазведки микросейсмы (обычно штормовые) являются зондирующим сигналом, а измеряемыми параметрами служат их фазово-частотные и амплитудно-частотные характеристики. Помимо наиболее широко применяемых фазовых методов пассивной сейсморазведки, созданы и используются методы амплитудные, в первую очередь, метод микросейсмического зондирования (МСЗ) [1, 2].

Метод МСЗ – перспективный и во многих случаях единственный возможный метод пассивной сейсморазведки – все еще используется редко. С его помощью сейчас изучаются в основном только вулканы и трубки взрыва, как объекты с глубинными «корнями» [4, 5, 7]. Основная идея этого метода заключается в том, что амплитуды поверхностных волн при прохождении через скоростные неоднородности изменяются. Предполагая однородность микросейсмического поля, можно сравнить его частотно-амплитудные характеристики в различных точках и определить зоны пониженных и повышенных скоростей сейсмических волн. Они будут выделяться, соответственно, повышенными и пониженными амплитудами.

Цель работы – изучение строения земной коры западной части Среднеамурского осадочного бассейна (САОБ) методом МСЗ, с привлечением результатов других геофизических методов. Территория исследования затрагивает крупный Курский разлом, который относится к наиболее сейсмически активной северо-западной части системы разломов Тан Лу [3], и с которым связаны многие наиболее сильные землетрясения на территории Приамурья [6].

Полевые работы проводились в октябре 2019 г. и в июле 2020 г. по двум вкрест пересекающимся профилям в окрестностях населенных пунктов Башмак, Биджан, Преображенка, Новотроицкое. Использовались три комплекта сейсмического оборудования: широкополосные сейсмометры REFTEK 151-120 и регистраторы REFTEK 130-01. Измерения продолжительностью от полутора до трех часов производились последовательно на 80 точках со средним шагом 1 км.

Для учета изменений микросейсмического поля во времени использовались непрерывные записи с базовой станции, которая располагалась в непосредственной

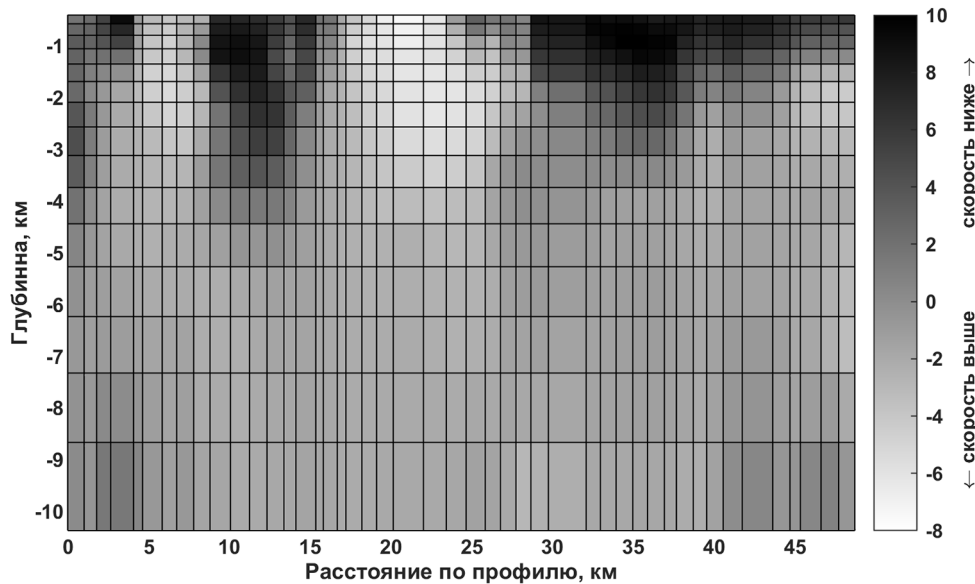


Рис. С3–ЮВ разрез относительных скоростей поперечных волн

близости от места измерений. Обработка измерений сводилась к расчету спектров, их корректировке на записи, полученные базовой станцией, и пересчету значений спектральной частоты в значения глубины. В результате были получены двумерные модели вариаций скоростей поперечных волн.

На рис. приведен наиболее репрезентативный сейсмический разрез, идущий практически линейно с С3 на ЮВ. В соответствии с [3], разрез пересекает Курский разлом в районе 15–16 км.

На приведенном на рис. разрезе можно выделить следующие элементы. С 29 по 45 км на глубинах до 2 км располагается зона пониженных скоростей, соответствующая Башмакскому грабену. Севернее, с 16 по 29 км выделяется зона повышенных скоростей, ассоциируемая с Ульдура-Чуркинским поднятием. С 9 по 16 км располагается следующая зона пониженных скоростей, соответствующая Преображенскому грабену и прослеживаемая до глубины 3–4 км. На самых северных 4 км профиль заходит в Самаро-Дитурский грабен, на разрезе это также сопровождается понижением скорости, глубина этой зоны повышается к северу от 1 км до 3–4 км. На всем протяжении профиля разрез ниже 4 км практически однородный, без существенных скоростных аномалий.

Построенные разрезы были соотнесены с имеющимися разрезами, построенными по результатам других геофизических исследований. Для части северного участка профиля имеются результаты сейсмического профилирования, полученными методом МОВ ОГТ, дополненные четырьмя неглубокими скважинами в 200–600 м. Для С3–ЮВ разреза (рис.) есть аналогичные результаты аудио-магнитотеллурических зондирования, геоэлектрический разрез по которому надежно восстановлен до глубины 3–4 км. В обоих случаях наблюдается хорошее соответствие выделяемых горизонтальных границ блоков, а в отдельных случаях и их глубин. Грабенам на геоэлектрическом разрезе соответствуют блоки с сопротивлением не выше 100–150 Ом·м, сопротивление блоков,

соответствующих поднятиям, выше, до 600 Ом·м.

Результаты исследований позволили сделать следующие выводы.

1. По результатам полевых исследований методом МСЗ построены и интерпретированы сейсмические разрезы относительных скоростей поперечных волн.

2. Выявлено хорошее соответствие между построенным разрезом на северном участке профиля и результатами сейсмического профилирования, полученными методом МОВ ОГТ.

3. На скоростном разрезе выделяются грабены – Башмакский, Преображенковский, Самаро-Дитурский, их границы могут быть определены с точностью 1 км.

4. Разломы, включая Курский, не выражены на скоростном разрезе на глубине более 3–4 км и являются фактически только границами грабенов. Это может быть причиной низкой современной сейсмической активности изученного района САОБ.

Полевые работы методом МСЗ выполнены при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 16-17-00015.

Литература

1. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Камшилин А.Н. Специфика применения метода микросейсмического зондирования в инженерных задачах // *Вопр. инженерной сейсмологии*. 2008. Т. 35, № 2. С. 25–30.
2. Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // *Физика Земли*. 2008. № 7. С. 66–84.
3. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
4. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю. Особенности глубинного строения зоны трещинных Толбачинских извержений по комплексу геолого-геофизических данных // *Физика Земли*. 2018. № 3. С. 60–83.
5. Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Николаев А.В. Особенности глубинного строения и геологической активности горы Эльбрус и участка ущелья Эльбрус–Тырныауз по комплексу геолого-геофизических данных // *Докл. РАН*. 2016. Т. 471, № 3. С. 350–353.
6. Сафонов Д.А. Сейсмическая активность Приамурья и Приморья // *Геосистемы переходных зон*. 2018. Т. 2, № 2. С. 104–115.
7. Gorbatiyov A.V., Montesinos F.G., Arnos J., Stepanova M.Yu., Benavent M., Tsukanov A.A. New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding. An insight into the 2011 seismo-volcanic crisis // *Surveys in Geophysics*. 2013. V. 34, N. 4. P. 463–489.

Шадрина С.В.**СЕРПЕНТИНИТЫ, КОЛЛЕКТОР, УГЛЕВОДОРОДЫ***ООО «Корэстест сервис», г. Тюмень*

Скопления углеводородов, приуроченных к телам серпентинитов и серпентинизированных ультрамафитов, известны по всему миру. Месторождения на Кубе и США, коллектора которых представлены серпентинитами, разрабатываются уже не одно десятилетие. В настоящее время активно проводимые исследования акваторий окраинных морей Тихого, Северного Ледовитого и Атлантического океанов позволили выявить связь тектоники, процесса серпентинизации, генезиса метана и образования газогидратов (Юркова Р.М., 2009, 2011; Соколов В.В., 2009; Разницын Ю.Р., 2010; Шакиров Р.Б., 2019). Отдельные исследователи продолжают эту цепочку залежами углеводородов более сложного состава (Обжиров А.И., 2019). Необходимо подчеркнуть, что состав таких серпентинитов и серпентинизированных тел аподунит-гарцбургитовый, т.е. тела являются фрагментами офиолитовых комплексов.

В доюрском основании Западной Сибири вскрыты интенсивно серпентинизированные, чаще керн представлен нацело серпентинизированными гипербазитами офиолитовой ассоциации (Добрецов Н.Л., 1980, 2003, 2012; Бочкарев В.С., 2003; Иванов К.С., 2007; Симонов В.А., 2012). Залежи углеводородов в ультраосновных породах выявлены на ряде площадей: Карабашевской, Усть-Балыкской, Фестивальной, Узбекской, Хултурской, Кеушкинской, Кальчинской, Северо- и Восточно-Кальчинской. Особенностью состава углеводородов является их «облегченный» состав – это легкая нефть, газ (существенно метанового состава) или газоконденсат.

Детально изучены серпентиниты Кеушкинской площади [1], где вскрыта газоконденсатная залежь. Исследования показали, что размер пор в серпентинитах зависит от морфологической разновидности серпентина и зернистости развивающегося карбоната. Было установлено, что существует значимая положительная корреляционная связь ($r = 0.645$) между величиной полуширины пика ($S/2$ на $7,2\text{Å}$) на рентгеноструктурной дифрактограмме и пористостью породы (Рис. 1). Разные модификации серпентина характеризуются разными значениями $S/2$: меньшие величины $S/2$ соответствуют антигориту – пластинчатой разновидности серпентина, большие значения $S/2$ тонкочешуйчатым серпентинам – лизардиту и хризотилу. Интервалы, сложенные полностью или с доминированием пластинчатого серпентина, характеризуются более крупными порами, но меньшим показателем пористости, по сравнению с участками тонкочешуйчатого серпентинита с мелкими порами – менее 0.005 мм, что соответствует верхней границе газового коллектора, но большей пористостью. Увеличение пористости идет и при содержании карбоната более 20 об.% при количестве тонкочешуйчатого серпентина (лизардит+хризотил) более 10%. Карбонат в основном представлен магнетитом, меньше доломитом.

В ходе формирования залежи, в связи с разной величиной пор, произошла естественная сепарация углеводородов – в разрезе чередуются участки с нефтяным и газовым насыщением. В целом, залежь воспринимается как газоконденсатная. Таким образом, результаты исследования показывают, что серпентиниты относятся трещинно-поровому и порово-трещинному типам коллектора, что не совпадает с распространенным мнением о серпентинитах, как исключительно трещинном коллекторе.

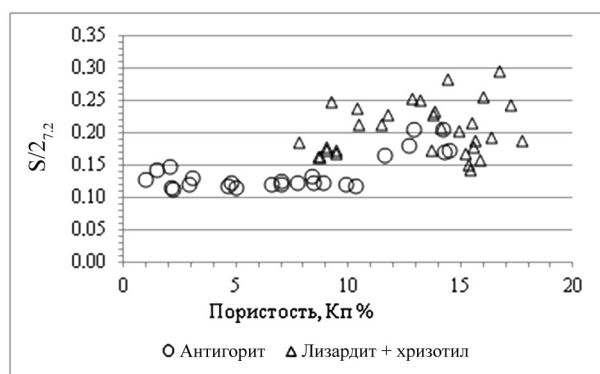


Рис. 1. Диаграмма зависимости пористости серпентинита от полуширины пика (S/2) на 7.2Å.

Проведенные анализ связи химического состава пород с их пористостью методами машинного обучения: эластичная сеть (Elastic net regression), регрессия методом опорных векторов (Support vector regression), многослойный перцептрон (Multilayer Perceptron), случайный лес (Random forest) и предельно рандомизированные деревья (Extremely randomized trees), показал, что наилучшую предсказательную силу дает метод, основанный на деревьях принятия решений Extra randomized trees и выявил ряд информативности химических элементов для оценки пористости породы. Наиболее информативным элементом оказался хлор. Положительная корреляция хлора с бромом (0.98), присутствие хлористой разновидности серпентина (гидроталькита?) свидетельствует о том, что процесс серпентинизации происходил под воздействием либо просачивающихся морских вод, либо вод, отжатых при метаморфизме вмещающих тела ультрамафитов осадочных пород.

Изучение гидротермальных процессов на микро- и наноуровнях показало довольно интенсивное развитие в серпентинитах, кроме карбонатов и талька, хлоритов – клинохлора, пеннина, тальк-хлорита (аналитик И.Л. Крицкий). Расчеты температур по хлоритам фиксируют стадийность гидротермальных процессов. Определяются температурные интервалы: 154–225 °С, 135–213 °С и 66–105 °С. Самый низкотемпературный интервал, совпадающий с температурой «нефтяного окна», фиксируется по развитию талька-хлорита, встречающегося в трещинном выполнении. Именно этот минерал «пропитан» углеводородами, окрашивающими его в черный цвет. В серпентиновом, тальк-серпентиновом, серпентин-тальк-карбонатном, тальк-карбонатном и карбонатном агрегатах углеводороды трассируют контуры листочков, чешуек, зерен, плоскости спайности, трещинки.

По данным пиролиза, углеводороды в трещинах представлены нефтяными и битумными разновидностями в равных долях. Собственно серпентиниты насыщены нефтяными и газовыми углеводородами.

На основании проведенных исследований можно сделать вывод, что образование залежи в серпентинитовых телах идет в две стадии. Сначала в результате процесса серпентинизации, протекающего при участии поверхностных морских вод, возникает коллектор порово-трещинного или трещинно-порового типа. Возникающие, согласно абиогенной теории, при этом процессе углеводороды уходят на более высокие горизонты. Заполнение возникшего коллектора углеводородами более позднее, когда уже сформирована «покрышка» в результате самого процесса серпентинизации, сопровождающегося

окремнением верхних горизонтов или перекрытием серпентинитов плотными аргиллитами, и соответствует низкотемпературным гидротермальным процессам.

Необходимо подчеркнуть, что выявленные в Западной Сибири залежи углеводородов в серпентинизированных гипербазитах обнаружены случайно – бурение разведочных скважин проводилось до вскрытия кристаллического фундамента для уточнения положения подошвы осадочного чехла. Понимание источника углеводородов в серпентинитах и серпентинизированных телах ультрамафитов позволит оценить масштабы их насыщения и «долгоживучесть» подпитывания их углеводородами. Довольно многочисленные работы, посвященные решению вопроса формирования скопления углеводородов в серпентинитах, пока не дают ответа.

Литература

1. Шадрин С.В., Азарапина У.Ю., Шадрин А.А., Крицкий И.Л. Формирование пустотного пространства в серпентинитах // Геология нефти и газа. 2019. №6. С. 41–46.

*Памяти академика
Николая Леонтьевича Добрецова*

**РАЗДЕЛ V
ГЕОДИНАМИКА, ГЕОМЕХАНИКА
И ГЕОФИЗИКА**

Буслов М.М.^{1,2}, Куликова А.В.^{1,2}, Бишаев Ю.А.^{1,2}

**ВЗАИМОСВЯЗИ ФОРМИРОВАНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕНА И
ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРНОЙ АЗИИ В МЕЗОЗОЕ**

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

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

В мезозое Азиатский континент с юга претерпел интенсивную тектоническую реактивацию, начавшуюся поздней юре-раннем мелу (около 150 млн лет назад). Реактивация связана с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией Северо-Азиатского (Сибирского) кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса с Амурским блоком (супертеррейном) [1, 2]. В результате был сформирован мезозойский Монголо-Охотский складчатый пояс, сутурная зона которого протягивается на расстояние свыше 3000 км от Центральной Монголии через Забайкалье, Восточную Монголию и Приамурье до Охотского моря. В работе [3] на основе обобщения опубликованных работ и новых геолого-геофизических данных рассмотрено тектоническое и глубинное строение Монголо-Охотского орогена в районе одноименной сутурной зоны. Подтверждено, что закрытие Монголо-Охотского бассейна начинается на западе в начале раннего мела и заканчивается на востоке в позднем мелу-эоцене. В результате синтеза разнородных и разномасштабных геофизических моделей показано значительное развитие надвигов (поддвигов) в восточной части орогена на границе с Северо-Азиатским кратоном, когда как в западной части орогена на границе с Центрально-Азиатским складчатым поясом выявлены преимущественно левосторонние сдвиговые перемещения.

Кинематика формирования Монголо-Охотской сутуры хорошо коррелируется с геолого-геохронологическими данными, полученными на огромной территории к северу от ее. Датирование пород различных регионов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса методом трекового анализа апатитов свидетельствуют [4–10] о крупных мезозойских поднятиях рельефа в поздней юре – мелу (~150–60 млн лет). Эти поднятия возникли как результат проявления обширного Монголо-Охотского орогена, сформированного при закрытии одноименного океана и последующей коллизии Амурского супертеррейна с Евразией. Восточное звено орогена (Прибайкалье, Забайкалье, Восточная Монголия и Северный Китай), расположенное в зоне фронтального столкновения жестких структур, претерпело преимущественно складчато-надвиговые деформации. На кратоне были сформированы Байкало-Патомская и др. складчато-надвиговые структуры, по его юго-восточному складчатому обрамлению высокая горная система, соизмеримая с Гималаями, с характерным проявлением коллизионных гранитов и комплексов разрушения орогена: метаморфических ядер и меласс [2, 11]. В западном звене, на обширной территории Северного Китая, Монголии, Забайкалья, Байкальского региона, Алтае-Саянской области, Казахстана была образована внутриконтинентальная среднегорная система. На всей территории широко проявились сдвиги и сдвиго-надвиги, полурамповые структуры Кузбасского и др. бассейнов.

Денудация Монголо-Охотского мезозойского орогена, особенно его восточного звена, привела к образованию обломочного материала, который речными системами [12, 13] выносился через транзитные зоны (современные Кузнецкий, Канско-Ачинский, Иркутский и Тувинский прогибы), в шельфовую область Северной Азии, в том числе в крупнейший в мире Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн. U-Pb датирование

детритовых цирконов указанных бассейнов хорошо коррелируется с возрастными магматических пород, слагающих огромные по размерам гранитоидные массивы Забайкалья и Монголии (Байкало-Витимский, Хангайский и Хэнтэйский), суммарной площадью выходов свыше 300 000 км².

Обсуждаемые связи между формированием орогенов и осадочных бассейнов Азии в мезозое в настоящее время основаны на хорошо обоснованной модели кайнозойской Индо-Евразийской коллизии [14], а также геологических данных и данных трекового датирования о мезозойской реактивации Центральной Азии [4–10]. Огромная по размерам (более 6 тыс кв. км) активно растущая Центрально-Азиатская горная область за кайнозойский период заполнила огромной массой обломочного материала нефтегазоносные шельфовые и окраинные бассейны трех окружающих Азию океанов. Согласно исследований [15], отображенных на карте общей мощности осадков в океанах и окраинных морях [<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/sedthick9.jpg>], мощность осадков на окраине Индостанского полуострова в Аравийском море достигает 4 км, а в Бенгальском заливе на подводном продолжении дельтовых систем Ганга и Брахмапутры составляет от 10 до 20 км.

Следует предполагать, что в результате аккреции и последующей коллизии Амурского супертеррейна с Северной Евразией был сформирован обширный Монголо-Охотский ороген, соизмеримый по размерам с кайнозойской Центрально-Азиатской горной областью. Особенности его формирования необходимо учитывать при анализе взаимосвязей с осадконакоплением и нефтегазоносных бассейнов Северной Азии в мезозое.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН, гранта правительства РФ (№ 14.Y26.31.0029).

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 326 с. Кн. 2. 334с.
2. Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia//Tectonophysics.1999. V. 306. P. 33–5.
3. Shevchenko B.F., Popeko L.I., Didenko A.N. 2014. Tectonics and evolution of the lithosphere of the eastern fragment of the Mongol-Okhotsk orogenic belt. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V.5 (3). P.667–682.
4. Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов// Геология и геофизика. 2008. № 49 (9). С. 862–870.
5. De Pelsmaeker, E., Glorie, S., Buslov, M. M., Zhimulev, F. I., Poujol, M., Korobkin, V. V., Vanhaecke, F., Vetrov, E. V., De Grave, J. Late-Paleozoic emplacement and Meso-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement. *Tectonophysics*. 2015. V. 662. P. 416–433.
6. De Grave, J., De Pelsmaeker, E., Zhimulev, F.I., Glorie, S., Buslov, M.M., Van den haute, P. Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: thermotectonic history of the Tuva region. *Tectonophysics*. 2014. V.621. P.44–59.
7. Glorie, S., De Grave, J., Zhimulev, F.I., Buslov, M.M., Elburg, M. A., Van den Haute, P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: insights from multi-method thermochronometry. *Tectonophysics*. 2012. V. 544–545. P. 75–92.
8. Jolivet, M., Ritz, J.-F., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., De Vicente, R., Arzhanikova, A., Arzhanikov, S. Mongolian summits: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology*. 2007. V. 35. P. 871–874.
9. Yuan, W.M., Carter, A., Dong, J.Q., Bao, Z.K., An, Y.C., Guo, Z.J. Mesozoic- tertiary exhumation history of the Altai Mountains, northern Xinjiang, China: new constraints from apatite fission track data. *Tectonophysics*, 2006. V. 412. P. 183–193.
10. Wan de Beek P., Delwaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // *Journal of the Geological Society, London*. 1996. V. 153. P. 515–523.

11. Donskaya, V., Windley, B.F., Mazukabzov, A.M., Kröner, A., Sklyarov, E.V., Gladkochub, D.P., Ponomarchuk, V.A., Badarch, G., Reichow, M.K., Hegner, E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia. *Journal of the Geological Society*. 2008. V. 165. P. 405–421.
12. Davies C., Allen M., Buslov M., Safonova I. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 295. P. 307–322.
13. Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I.Yu. Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia // *Sedimentary Geology*. 2008, V. 208. P. 45–60.
14. Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Delvaux, D., Berzin, N.A., Ermikov, V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes. *Int. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 430–466.
15. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. Отв. ред. Ю.А. Богданов; АН СССР, Институт Океанологии им П.П. Ширшова. М.: Наука. 1988, 308 с.
16. www.ngdc.noaa.gov

Диденко А.Н.^{1,2}, Носырев М.Ю.¹, Гильманова Г.З.¹

**ГРАНИЦА МОХО СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА; АНАЛИЗ
ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ, ТОПОГРАФИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

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

²*Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск*

Глубинному строению континентальной части юга Дальнего Востока России посвящен ряд работ [1–7, и др.]. Результатами этих многолетних, но не систематических, особенно в последние годы, исследований стали серии сейсмических разрезов, подбор по ним плотностных моделей и интерпретация гравитационного и магнитного полей, создание на этой основе карт мощностей земной коры и литосферы. По объективным обстоятельствам, связанным с малым количеством сейсмических профилей, недостатком этих карт является излишняя генерализованность, что затрудняет проводить региональные сопоставления между геофизическими и геолого-структурными данными по аккреционно-коллизийным структурам Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Качество и количество геолого-структурных, биостратиграфических, геохимических, геохронологических, палеомагнитных данных для Сихотэ-Алинь и прилегающих территорий за последние годы существенно выросло, что явилось основой создания новых геологических карт 3-го поколения, современных тектонических и палеогеодинамических схем [11, 12, и др.]. Еще одной причиной, мотивировавшей нас провести новые расчеты Мохо в регионе, явился факт неудовлетворительного совпадения модели, разработанной под руководством Ю.Ф. Малышева [8], и модели Crust1.0 [10].

Отличие в глубинах границы Мохо, рассчитанных по разным данным и методам, встречается нередко. В [9] указано, что для Тибета и Гималаев различие между моделями, рассчитанными по сейсмическим и гравиметрическим данным, с одной стороны, и моделью Crust1.0, с другой, достигает 15–20 км, и что для расчета более адекватной модели Мохо необходимо использовать комплекс, включающий сейсмические, гравитационные и топографические данные с дополнительной геофизической информацией. Полагаем, что в этот комплекс целесообразно включить и геологическую информацию о площадном развитии гранитоидов и базальтового магматизма, осадочных бассейнов и горных хребтов.

Следуя этому принципу, мы оценили глубину Мохо под Сихотэ-Алиньским орогенным поясом и прилегающей территорией на основе комплексного анализа топографических, гравитационных, сейсмических и геологических данных. На 1-м этапе была рассчитана глубина изостатического Мохо по модели Эри. На 2-м этапе – глубина гравитационного Мохо по данным поля силы тяжести (редукция Буге). На 3-м этапе – все 4 модели (две, опубликованные предшественниками, и две, рассчитанные в настоящей работе) были сопоставлены между собой и с сейсмическими профилями, рассчитаны невязки для разных моделей с последующей их минимизацией в итоговой модели. На заключительном этапе вновь построенная гравиметрическая модель Мохо региона была сопоставлена с имеющимися геолого-структурными данными о положении на исследуемой территории ареалов гранитоидного и базальтового магматизма, осадочных бассейнов и горных хребтов.

Для расчета гравитационной модели Мохо был применен метод, в основе которого лежит принцип определения средней глубины верхней границы ансамбля аномалиео-

бразующих тел (вертикальных призм бесконечных по падению) по анализу спектра поля силы тяжести для площади определенного размера. Данный метод является статистическим в смысле определения средних параметров границы в изучаемом окне, однако при этом он лишен сложности и неоднозначности прямого расчета, а именно наличия априорных представлений о структуре и плотности земной коры изучаемого региона. Более того, использование прямых корреляционных связей типа уровень гравитационного поля-мощность земной коры практически неприменимо для регионов со сложным геологическим строением, тем более при весьма ограниченном количестве сейсмических профилей. Именно к этому типу регионов относится Сихотэ-Алиньский орогенный пояс, сформированный террейнами различного генезиса (фрагменты аккреционных призм, турбидитовых бассейнов, островных дуг и небольших массивов с субконтинентальной корой). Затем структура пояса была осложнена краевым вулканоплутоническим поясом и мезо-кайнозойскими осадочными бассейнами. Поэтому полагаем, что примененный нами метод расчета глубины гравитирующих границ [13] для определения границы Мохо наиболее предпочтителен в настоящее время для изученного региона.

Новая гравиметрическая модель Мохо региона и ее сопоставление с существующими моделями, а также со структурно-геологическими данными позволили нам сделать следующие выводы.

1. Размах глубин Мохо континентальной части юга Дальнего Востока России по вновь рассчитанной модели составляет немногим более 18 км при крайних значениях -42.4 и -24.0 км. Распределение глубин Мохо близко к нормальному виду. Арифметическое, геометрическое, гармоническое средние и медианное значение практически равны (33–33.5 км). Наибольшие глубины Мохо (41–42 км) находятся под горными хребтами и массивами – Сихотэ-Алинь на востоке, Ям-Алинь и Эзоп на северо-западе. Наименьшие глубины Мохо (27–30 км) находятся под осадочными бассейнами – Ханка, Партизанско-Суходольский, Суйфунский на юге, Средне- и Нижнеамурские в центральной части рассматриваемой территории, Верхнезейский и Удский на северо-западе.

2. Статистика региональных различий глубины Мохо по разным моделям показывает, что максимальные невязки наблюдаются между моделью Crust1.0 и тремя другими моделями и составляют более 16 км, причем для всех моделей есть участки, где минимальные невязки близки 0. Наименьшие значения максимальных невязок в 10–12 км отмечаются между Гравитационной моделью, с одной стороны, и моделями Мальшева и Эри, с другой.

Ни у одной из 4-х представленных в настоящей работе моделей поверхности Мохо нет полного согласия с этой границей, определенной по профильным сейсмическим исследованиям. Эти несогласия можно свести к двум основным признакам: 1) полное или частичное неконформное их поведение по длине профиля; 2) различие в глубинах при их конформном поведении.

3. Между глубинами границы по моделям Эри и Гравиметрической существует значимая положительная корреляция. Анализ распределение невязок между глубинами Мохо этих двух моделей по площади исследований показывает: а) для 11% территории глубины практически совпадают – разница составляет $\pm 5\%$; б) для 48% исследуемой площади величина невязки между глубинами находится в интервале 5–15%; в) для остальной территории, около 41% по площади, невязки находятся в диапазоне 15–30%. Полагаем, что для площадей с неполной изостатической компенсацией глубины Мохо – глубина реальных «горных» корней находится выше расчетных по модели – это связано

с как палео-, так и с современным тектоническими режимами территорий.

4. Сопоставление вновь рассчитанной Гравиметрической модели Мохо с геолого-структурными данными показывает, что она наиболее полно согласуется с распространением: а) орогенных и посторогенных гранитоидных массивов мелового-раннеэоценового возраста, которые географически совпадают с двумя линейными зонами в рельефе Мохо с глубинами более -35 км. К этим же зонам приурочены наиболее высокие горные хребты и массивы; б) вулканитов мел-плиоценового возраста, которые географически совпадают с участками повышенного изостатически нескомпенсированного Мохо. К этим участкам приурочены мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны и Восточно-Сихотэ-Алиньский вулcano-плутонический пояс.

Исследование проведено в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН (темы НИР № 121021000095-1, № 121021000094-4).

Литература

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
2. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 142 с.
3. Булин Н.К., Вольский А.С. Региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов по глубинным геофизическим критериям // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 1–13.
4. Горнов П.Ю. Тепловое поле области сопряжения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов и смежных окраин Сибирской и Северо-Китайской платформ. Автореф. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГиГ СО РАН, 2010. 17 с.
5. Петрищевский А.М. Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 50–65.
6. Подгорный В.Я., Романовский Н.П. О моделировании и природе гравитационных минимумов в связи с формированием рудных систем (на примере Дальнего Востока, Россия) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2011. № 2(39). С. 31–47.
7. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья / Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1979. С. 43–53.
8. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центр.-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте м-ба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
9. Baranov A., Bagherbandi M., Tenzer R. Combined Gravimetric-Seismic Moho Model of Tibet // *Geosciences*. 2018. 8(12), 461; <https://doi.org/10.3390/geosciences81204618>
10. Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.E. CRUST1.0: An updated global model of Earth's crust. *Geophys Res Abs* 14, EGU2012-3743-1, EGU General Assembly 2012
11. Khanchuk A.I., Didenko A.N., Tikhomirova A.I., Voinova I.P. Paleomagnetism and geochemistry of the Kiselevka block of the Kiselevka-Manoma terrane (northern Sikhote-Alin): Geodynamic significance. In *Late Jurassic Margin of Laurasia-A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation*. Ed. T.H. Anderson et al. The Geological Society of America. Special Paper 513. 2015. P. 483–508.
12. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *Journal Asian Earth Sciences*. 2016. V. 120. P. 117–138.
13. Spector A., Grant F.S. A Statistical models for interpreting aeromagnetic data // *Geophysics*. 1970. V. 35, N. 2. P. 293–302.

Козаков И.К.¹, Диденко А.Н.^{2,3}

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ПОЗДНЕГО
НЕОПРОТЕРОЗОЯ-РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

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

²Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

³Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

Процессы регионального метаморфизма позднего неопротерозоя и раннего палеозоя широко проявлены в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Метаморфические породы, связанные с региональным метаморфизмом позднего неопротерозоя, известны в различных структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы: 1) в Тувино-Монгольском террейне они были установлены в Сангиленском и Ханхухэйском блоках; 2) в Дербинском террейне ранее метаморфизованные породы прорываются трондьемитами Верхнеканского массива, возраст которого имеет значение 555 ± 5 млн лет, при этом карбонатный чехол Дербинского террейна, сформированный около 560–530 млн лет назад, был метаморфизован в раннем палеозое 507–483 млн лет назад; 3) метаморфизм повышенного давления близкого возраста (555 ± 6 млн лет) установлен также в Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая; в пределах Ольхонского террейна Западного Прибайкалья известны гранитоиды, связанные с эпизодом регионального метаморфизма – 530 ± 5 млн лет; 4) в Озерной зоне южного обрамления Хангайской группы террейнов наряду с фрагментами раннепалеозойских метаморфических пород присутствуют тектонические пластины, в которых установлены синметаморфические габбро и диориты с возрастом 542–538 млн лет.

Раннепалеозойский метаморфизм с возрастом ~500–480 млн лет широко проявлен в структурах южного и юго-восточного обрамления Сибирской платформы [1, 12]. При этом он установлен не только в непосредственном обрамлении Сибирской платформы, но и на значительном удалении от нее: 1) в пределах Тувино-Монгольского террейна [3, 6], блоки которого в позднем неопротерозое (640–530 млн лет назад) выступали как фундамент для шельфовых карбонатных отложений; 2) в области сочленения блоков докембрия Хангая и раннекаледонских их структур Озерной зоны, где трассируется протяженный раннепалеозойский Центрально-Монгольский метаморфический пояс; 3) в тектонических пластинах среди раннекаледонских офиолитов Озерной зоны южного обрамления Байдарикского террейна также установлены тектонические пластины гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов с раннепалеозойским возрастом 498 ± 3 , 499 ± 3 и 501 ± 4 млн лет [6]. В тектоническом плане этот пояс фиксирует внутреннюю границу каледонид, проходящую вдоль окраины каледонского палеоконтинента [10].

Вопрос, с какими палеогеодинамическими событиями связаны эти два этапа метаморфизма остается до сих пор открытым, хотя на эту тему имеется достаточное количество работ [2, 6, 8–10]. Согласно нашим построениям, эти этапы регионального метаморфизма связаны с закрытием ряда небольших океанических бассейнов в позднем неопротерозое и аккреционно-коллизийными процессами при становлении раннекаледонской континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса в обрамлении Сибирской платформы.

В Сангиленском блоке Тувино-Монгольского террейна накопление терригенных пород моренского комплекса, в котором установлено проявление раннего метаморфизма повышенного давления, происходило в интервале 750–540 млн лет [4, 5]. Источником обломочного материала могли служить породы неопротерозойских комплексов северной части Тувино-Монгольского террейна, Дзабханского и Сонгинского террейнов ЦАСП и пород раннего докембрия [4]. В период 570–540 млн лет в палеоокеанической области происходило формирование зон конвергенции. Начало этого процесса можно коррелировать с образованием океанической коры с возрастом ~570 млн лет, фрагменты которой представлены в Озерной и Агардаг-Эрзинской зонах [2, 9]. Заложение метаморфического пояса позднего венда можно коррелировать с развитием таких зон.

В пределах восточной части Тувино-Монгольского террейна в этот период происходило накопление карбонатных толщ шельфового чехла венда-раннего кембрия – формирование собственно позднеопротерозойского микроконтинента, а в области глубоководного шельфа – терригенных пород. Это исключает возможность проявления в фундаменте данного микроконтинента поздневендского метаморфизма, который установлен в породах моренского комплекса. Процесс сочленения метаморфических пород моренского комплекса и позднеопротерозойского микроконтинента начался после внедрения гранитоидов ортоадырского комплекса в интервале 520–510 млн лет и был в основном завершен после раннепалеозойского регионального метаморфизма (505–495 млн лет), что фиксирует становление постметаморфических гранитоидов с возрастными 489 ± 3 и 490 ± 3 млн лет [4, 6]. В процессы раннепалеозойского регионального метаморфизма были вовлечены ранее метаморфизованные породы моренского комплекса, неметаморфизованные терригенные породы толщ глубоководного шельфа континентального склона фундамента микроконтинента и, частично, толщ карбонатных пород шельфового чехла венда-нижнего кембрия [4].

Постаккреционную стадию в Сангиленском блоке ТМТ определяют гиперстеновые мангериты Башкымугурского массива с возрастом 465 ± 6 млн лет, что отражает воздействие горячей точки мантии на характер магматизма, которое продолжалось и после формирования раннекаледонской складчатой области южного обрамления Сибирской платформы; это фиксируется и в проявлении постаккреционного втритиплитного магматизма в пределах ТМТ, Дзабханского террейна и офиолитов Озерной зоны Западной Монголии [11].

Завершение раннего эпизода метаморфизма в Южно-Хангайском метаморфическом поясе, как отмечалось, определяют дайки гранитов с возрастом 571 ± 9 млн лет. Это значение сходно с установленным для расслоенного габбро Ханулинского массива – 577 ± 2 млн лет, которое определяет позднюю стадию развития Баян-Хонгорской зоны офиолитов. Эти значения также сходны с возрастом установленным для офиолитов Озерной зоны

Породы островодужной ассоциации тацаингольского комплекса и прорывающие их габброиды с возрастом 603 ± 3 млн лет, по-видимому, были сформированы в Баян-хонгорском палеоокеаническом бассейне, затем в интервале около 575–555 млн лет были сочленены с уже метаморфизованными породами Южно-Хангайского метаморфического пояса и затем совместно с ними метаморфизованы в интервале 550–540 млн лет [3]. Данные о возрасте габбро Ханулинского массива (577 ± 2 млн лет) и плагиогранитов с возрастными 647 ± 7 и 636 ± 6 млн лет [13] позволяют коррелировать формирование данного метаморфического пояса и процессов конвергенции в развитии в Баянхонгор-

ского океанического бассейна. При этом поздний эпизод метаморфизма происходил в интервале 550–540 млн лет, но он фиксируется только в Тацаингольском блоке юго-восточной части пояса.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 20-05-00297.

Литература

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.
2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.
3. Козаков И.К., Аносова М.О., Кирнозова Т. И., Ю. В. Плоткина Ю.В. Формирование кристаллических комплексов тацаингольского блока Южно-Хангайского метаморфического пояса позднего неопротерозоя, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая Корреляция. 2021. Т. 29, № 2. С. 23–36.
4. Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Крёнер А. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна, центрально-азиатский складчатый пояс. // Стратиграфия. Геологическая Корреляция. 2021. Т. 29, № 4. С. 3–26.
5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Диденко АН и др. Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2021. Т. 29, № 2 С. 195–224.
6. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.А. и др. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя–раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояса // Петрология. 2019. Т. 27, № 1. С. 47–64.
7. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., и др. Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // Петрология. 2015. Т. 23, № 4. С. 339–362.
8. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 227–246.
9. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
10. Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г. Тектоника Южной Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 49. М.: Наука, 1990. С. 11–122.
11. Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 1. С. 56–79.
12. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., et al. Pre-collisional (≥ 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. V. 42. P. 243–263.
13. Jian P., Kröner A., Wyndley B.F., Zircon age of the Bayankhongor ophiolite melange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // Precambrian Res. 2010. V. 177. P. 162–180.

Котелкин В.Д.¹, Лобковский Л.И.²

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИКИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНОЙ

¹Московский государственный университет, г. Москва

²Институт океанологии РАН, г. Москва

Численное моделирование стало мощным современным инструментом глубинного геодинамического исследования, однако перед ним остаются серьезные проблемы. Открыт вопрос о реологии мантийного вещества, поведение которого существенно зависит не только от минералогического состава, но и от физико-химических условий, от скорости деформирования, от присутствия малых флюидных добавок и т.д.; кроме того, вещество мантии обладает памятью, т.е. его состояние зависит от предистории деформирования.

Другая проблема математического моделирования геодинамики обусловлена множественностью решений системы уравнений термической конвекции, это обстоятельство делает нашу задачу некорректной и требует задания условий регуляризации решения, выбор которых является субъективным. В случае регионального моделирования проблема регуляризации решения усложняется неопределенностью условий на границах региона.

Из публикаций, в которых даются различные интерпретации геодинамических процессов, определяющих эволюцию Северо-Восточной и Центральной Азии, видно, что у исследователей не сформировалась единая точка зрения. Например, авторы работ [1–4], исходя из современных представлений тектоники плит с привлечением последних данных по сейсмотомографии мантии, геохронологии магматизма, деформациям коры и осадочной толщи, сейсмологическим измерениям, космическим наблюдениям поверхностных смещений предлагают новые сценарии эволюции региона. В этих работах предлагаются различные глубинные течения вещества в верхней и нижней мантии, для объяснения установленных пространственно-временных закономерностей магматизма, рифтовых зон, складчатых областей и тектонических обстановок.

Докладываемые результаты численного 3D-моделирования термической конвекции получены в рамках приближении Буссинеска. Используемая вязко-жидкостная реология мантийного вещества учитывает два эффекта влияния температуры, а именно

$$\mu(T) = \mu_{l,m} \exp(-\lambda T), \quad \mu_{l,m} = \begin{cases} \mu_{litosphere} & \text{при } T < T_{solidus} \\ \mu_{mantle} & \text{при } T > T_{solidus} \end{cases},$$

кроме регулярной (экспоненциальной) зависимости вводится и учитывается скачкообразное изменение вязкости на подошве литосферы, обусловленное явлением солидуса. Т.е. подразумевается, что нижняя граница (подошва) литосферы совпадает с изотермой $T = T_{solidus}$, которая перемещается с течением времени.

Наша модель [5–7] учитывает наличие у мантии корового покрытия, и в уравнения движения входят две силы плавучести - $Gr(T+C)$ - термическая T и химическая C , (Gr - число Грасгофа), причем последняя в несколько раз больше первой, но действует, т.е. отлична от нуля, только в тонком коровом слое. Поэтому легкая кора всегда остается наверху и дрейфует, как замороженная примесь, но при этом местоположение и толщина коры оказывают обратное влияние на конвекцию.

При моделировании нестационарной конвекции в верхней мантии, подчеркнем, что

входящие в него границы - Мохо и солидуса - изменяются, и их динамика моделируется.

Расчетная область имела форму прямоугольного бокса, нижняя граница которого совпадала с эндотермической фазовой границей между верхней и нижней мантиями. Все границы бокса считались непроницаемыми, принималось также отсутствие касательных напряжений на всех границах, кроме нижней, где действует трение со стороны нижней мантии. Граничные условия для температуры выставлялись в традиционном для термической конвекции виде: постоянные температуры на горизонтальных границах – горячая ($T \approx 1600^\circ\text{C}$) снизу и холодная ($T \approx 0^\circ\text{C}$) сверху; отсутствие тепловых потоков сбоку.

Принципиальным вопросом моделирования является выбор начального состояния региона и условия регуляризации решения [6]. Для объективности моделирования правый торец расчетной области относился подальше от места основного исследования, и на нем снизу постоянно поддерживался небольшой дополнительный подогрев, который обеспечивал устойчивый восходящий поток, что в свою очередь имитировало наверху справа СОХ и конвейерное движение дна океана. Сначала проводился предварительный расчет, в течении которого формировалась вытянутая конвективная ячейка, занимающая правую половину расчетной области, с циркуляцией вещества против часовой стрелки, рис. 1d. Эта циркуляция сносит легкую кору в левую половину расчетной области, где она собирается в толстый сгусток – континент (показанный на рис. 1c белым цветом), под которым наблюдается несколько мелких конвективных ячеек, и на краю которого образуется зона субдукции. Из этого состояния начинается наше основное моделирование. Прилегающая слева к зоне субдукции конвективная ячейка (с циркуляцией по часовой стрелке) начинает расти и поглощать соседние ячейки, а погружающийся холодный литосферный слэб начинает двигаться под континент. Движущийся фронт слэба инициирует перед собой восходящий горячий плюм, который также движется под континент и производит деформацию внешней поверхности. Сопряженная с зоной субдукции конвективная ячейка растет на протяжении примерно 60 млн лет и достигает длины более 2000 км [7]. Двумерный вариант хорошо передает суть предлагаемой модели эволюции континентальных окраин в виде сопряженной с зоной субдукции и растущей в длину конвективной ячейки, рис. 1. Схема Лобковского позволяет одно-

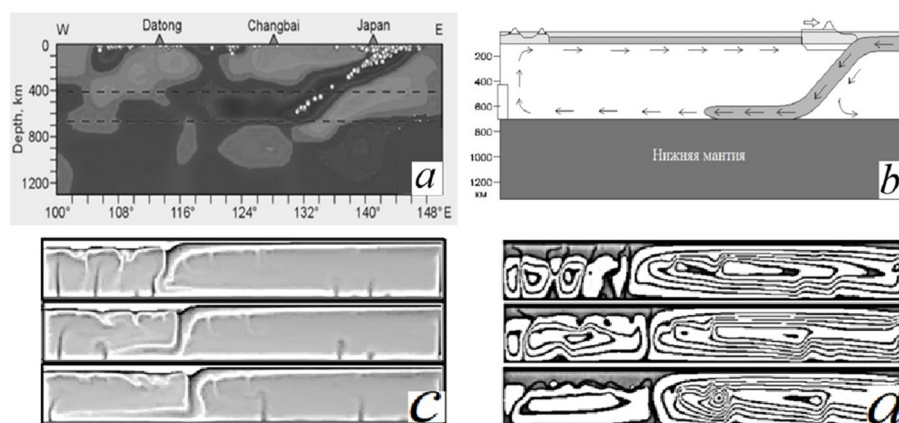


Рис. 1. Результаты 2D-моделирования: а) данные сейсмотомографии [9], б) схема Лобковского [4], в) распределения температур и д) линии тока в разные моменты времени [7].



Рис. 2. Распределения на внешней поверхности при 3D-моделировании: *a*) температура (светлая – горячая), *b*) рельеф коры (светлый – высокий), *c*) растяжения (светлые) – сжатия (темные)

ременно объяснить смещение литосферы Северо-Восточной и Центральной Азии в сторону Тихоокеанской зоны субдукции и продвижение вулканизма и рифтогенеза в сторону континента [8], данные сейсмофотографии [9].

В ходе 3D-моделирования было установлено, что описанное выше двумерное течение по-прежнему имеет место, но теперь оно выступает в роли основного течения, на которое накладываются вторичные течения, рис. 2. Кора снова сносится в левую часть расчетной области, где возникает континентальная окраина, а справа остается океаническая область, рис. 2b. По-прежнему конвекция в океаническом сегменте более энергичная, чем под континентом, из-за чего в них наблюдаются различные вторичные течения. В океаническом сегменте с более быстрой конвекцией образуются валиковые вторичные течения, которые проявляются на рис. 2 в виде волнистых структур, а в медленном континентальном сегменте реализуется ячейковые вторичные течения с плюмами в центрах ячеек. Вторичными валиковыми течениями в океаническом сегменте верхней мантии можно объяснить существование трансформных разломов. В то время как вторичные плюмовые течения под континентом объясняют проявления магматизма и рифтогенеза, а также образование островных дуг и окраинных морей, рис. 2.

Полученные результаты показывают, что в рамках нашей гидродинамической модели верхнемантийной конвекции воспроизводится и естественным образом объясняется весь спектр наблюдаемых тектоно-магматических процессов, происходивших в верхнем мезо и кайнозое в Северо-Восточной и Центральной Азии, а именно: сочетание общего смещения литосферы СВЦА и Арктики в сторону Тихоокеанской зоны субдукции с продвижением магматических провинций и рифтовых зон в сторону континента.

Литература

1. Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А. Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сеймотектонический режим Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 3. С. 383–406.
2. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Йи-минь Сунь. Новейшая геодинамика Центральной Азии: первичные и вторичные мантийные расплавы аномалии в контексте орогенеза, рифтогенеза и движения – взаимодействия литосферных плит // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 1. С. 45–80.
3. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 12. С. 1831–1850.
4. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 476–495.
5. Лобковский Л.И., Инюхин А.В., Котелкин В.Д. Субдукция и цикличность процессов верхней мантии // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 3. С. 332–336.
6. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Регуляризация геодинамических задач с помощью геологических данных // Изв. РАН, Механика жидкости и газа. 2014. № 3. С. 15–26.

-
7. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Обоснование геодинамической модели эволюции Арктического региона. Сборник трудов XII Всероссийского съезда по фундаментальным проблемам теоретической и прикладной механики. г. Уфа. 2019. Т. 4. С. 63–65.
 8. Коваленко Д.В. Сопоставление ареалов позднемезозойского и кайнозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии и палеомагнитные реконструкции локализации аномальной мантии // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 993–1005.
 9. Zhao D., Liu L., Pirajno F., Dobretsov N.L. Mantle structure and dynamics under east russia and adjacent regions. Russian Geology and Geophysics. 2010. Т. 51, N 9. С. 925–938.

Лобковский Л. И.^{1,2}, Рамазанов М.М.³, Котелкин В.Д.⁴

**МОДЕЛЬ ВЕРХНЕМАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ, СОПРЯЖЕННОЙ С
ТИХООКЕАНСКОЙ ЗОНОЙ СУБДУКЦИИ, ПРИМЕНИТЕЛЬНО К КАЙНОЗОЙСКОЙ
ГЕОДИНАМИКЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

¹*Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, г. Москва, Россия*

²*Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
Московская область, г. Долгопрудный, Россия*

³*Институт проблем геотермии и возобновляемой энергетики - филиал Объединенного инсти-
тута высоких температур Российской академии наук, г. Махачкала, Россия*

⁴*Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия*

В работах [6–9] рассматривалась новая геодинамическая модель эволюции Арктического региона для верхнего мела–кайнозоя и эволюции Восточной Азии для кайнозоя на основе представлений о верхнемантийной конвекции, сопряженной с Тихоокеанской зоной субдукции, характеризующейся наличием сильно вытянутой горизонтальной ячейки, в которой субдуцируемая литосфера продолжает горизонтальное движение под континент вдоль подошвы верхней мантии, компенсируемое возвратным подлитосферным потоком астеносферы, направленным от внутриконтинентальной области в сторону Тихого океана. Эта модель развивает применительно к Арктике и Восточной Азии гидродинамический подход, описанный в работах [3–5] при анализе горизонтально протяженных конвективных ячеек в астеносфере, возникающих при наличии горизонтального градиента температуры, который был применен к течениям в астеносфере под Атлантическим океаном между Андийской континентальной окраиной и Срединно-Атлантическим хребтом.

В рамках гидродинамического подхода в нашей модели естественным образом трактуется выявленный методами сейсмомографии горизонтальный слой повышенных сейсмических скоростей, протяженностью более тысячи километров толщиной около 200 км, примыкающий к подошве верхней мантии и соединенный с погружающейся литосферой [8], как слой субдуцированного литосферного вещества, вовлеченный в конвективную циркуляцию и движущийся от зон субдукции Тихоокеанской литосферы в сторону континентальных областей Арктики, Северо-Восточной и Центральной Азии. При этом следует отметить, что многие геологи и геофизики придерживаются принципиально иной интерпретации выявленного аномального слоя, исходя из представлений о так называемой «стагнирующей» на подошве верхней мантии литосфере, попавшей туда через зону субдукции и, в силу каких-то причин, потерявшей способность к дальнейшему движению [1, 2, 11, 12]. Получено решение двумерной задачи термической конвекции в верхней мантии в области, сопряженной с зоной субдукции [10]. Из решения соответствующих уравнений следует, что при относительно малых числах Рэлея ($Ra = 10^3 \div 5 \cdot 10^3$), внешнее течение охватывает всю область, даже без учета движения плиты вдоль основания. При больших числах Рэлея, характерных для верхней мантии ($Ra = 5 \cdot 10^4$) возникает ряд изометричных ячеек. Однако, движение погружающейся плиты вдоль основания с характерной для зон субдукции скоростью $7 \div 10$ см/год приводит к возникновению во внешней области линий тока, охватывающих всю область, т.е. к одноячейковой структуре внешних (периферийных) линий тока. При этом внутри области сохраняются ячейки, вращающиеся в том же направлении, что и внешняя ячейка, а ячейки, которые при

отсутствии плиты вращались в противоположном направлении, вытесняются вверх и разрушаются. Проведено 3-D моделирование нестационарной конвекции при значении числа Рэлея = 500 000. Полученные результаты аналитических решений и численного моделирования позволяют объяснить весь спектр наблюдаемых тектоно-магматических процессов, развивающихся в пределах Северо-Восточной и Центральной Азии (СВЦА) в кайнозой, в частности, сочетание общего смещения литосферы в сторону Тихоокеанской зоны субдукции с наличием отдельных магматических провинций и рифтовых зон как следствие существования длинной горизонтально вытянутой конвективной ячейки (создающей эффект конвейерного волочения литосферы), осложненной внутренними изометричными ячейками (создающими эффект верхнемантийных плюмов). Таким образом, в рамках классической модели термической конвекции получено строгое математическое обоснование предложенной в работах [6–9] геодинамической модели мел-кайнозойской эволюции Арктики и Северо-Восточной Азии, естественным образом объясняющей основные известные тектоно-магматические процессы, характерные для литосферы рассматриваемых областей.

Литература

1. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47 (10). С. 1060–1074.
2. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46(7). С. 685–699.
3. Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л. Моделирование двухслойной мантийной конвекции // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 4. С. 946–949.
4. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Добрецов Н.Л. Влияние субдукции на структуру тепловых гравитационных течений в астеносфере под континентом // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 2. С. 207–219.
5. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Экспериментальное моделирование влияния субдукции на пространственную структуру конвективных течений в астеносфере под континентом // Докл. АН. 2002. Т. 384, № 5. С. 682–686.
6. Лавров Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 1–30.
7. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В., Шрейдер А.А., Гарагаш И.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Котелкин В.Д., Верниковский В.А. Геодинамическая модель эволюции Арктического региона в позднем мезозое - кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика: экология и экономика. 2011. № 1(1). С. 104–115.
8. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 476–495.
9. Лобковский Л.И., Шипилов Э.Ю., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6. С. 20–38.
10. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанной с зоной субдукции, и ее геодинамические приложения для Арктики и Северо-восточной Азии // Изв. РАН, Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.
11. Zhao D., Multiscale seismic tomography and mantle dynamics // Gondwana Research 2009. 15 (3–4), P. 297–323.
12. Zhao D., Liu L., Pirajno F., Dobretsov N.L. Mantle structure and dynamics under east russia and adjacent regions // Russian Geology and Geophysics. 2010. Т. 51, № 9. P. 925–938.

Ярмолюк В.В.

**ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ И РАННЕКАЙНОЗОЙСКАЯ МАГМАТИЧЕСКИЕ
ПРОВИНЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЯЗИ И ИХ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ**

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

В пределах Востока Азии на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя широко проявилась магматическая активность. Она протекала в виде импульсов сопряженных вулканических и тектонических процессов, результатом которых стали многочисленные вулканические области, объединяемые в позднемезозойскую – кайнозойскую внутриплитную вулканическую провинцию Востока Азии. В развитии магматизма выделяется две наиболее крупные эпохи вулканизма, которые по масштабу структурных преобразований и объему излившихся вулканических продуктов существенно преобладают над всеми остальными. Одна из них пришлась на ранний мел, вторая на поздний кайнозой. В результате, в строении провинции выделяются ее возрастные срезы, различающиеся особенностями строения, что позволяет рассматривать их как образы провинции на соответствующие возрастные эпохи (рис.).

Позднекайнозойская магматическая провинция с востока ограничена конвергентной границей континента с Тихим океаном, где были сформированы вулканические островные дуги и окраинные моря. Вглубь континента магматический ареал прослеживается вплоть до хребтов Алтая, совпадая в своих границах с ареалом позднемезозойского магматизма. Позднекайнозойские проявления вулканизма тяготеют к раннемеловым рифтовым зонам (рис.), образуя в их пределах более компактные ареалы. Вулканизм в их пределах развивался дискретно на протяжении нескольких десятков млн лет и сопровождался сбросо- и грабенообразованием.

Вулканические продукты провинции. В составе магматических ассоциаций провинции абсолютно преобладают вулканические породы основного состава повышенной щелочности и щелочные. Состав их ассоциаций во времени закономерно менялся. В составе позднемезозойских рифтовых областей наряду с основными участвуют также карбонатиты, ассоциированные преимущественно со щелочно-салическими породами – трахитами и сиенитами. Основные породы несут характеристики двух источников, одного с характеристиками IAB и другого OIB. Влияние первого из них сказывалось на продуктах магматизма ранних (первой половины раннего мела) стадий развития рифтовых областей и связывается участием в плавлении метасоматически измененной литосферной мантии. Вклад источника OIB становится определяющим, начиная с конца раннего мела. Изотопные параметры пород во времени менялись. В раннем и позднем мелу источником расплавов служила комбинация литосферной мантии с характеристиками EMII и подлитосферной мантии типа PREMA, доля которой существенно уступала литосферному источнику. С начала кайнозоя изотопный состав источников изменился. Доминирующим стал источник типа PREMA, проявлявшийся в комбинации с источниками типа EM I и EM II, отвечавшими метасоматизированной литосферной мантии.

В целом геохимические и изотопные характеристики пород указывают на сходство состава источников рифтогенного магматизма в разных участках провинции и на их согласованное изменение во времени, что в целом свидетельствует о единстве механизмов,

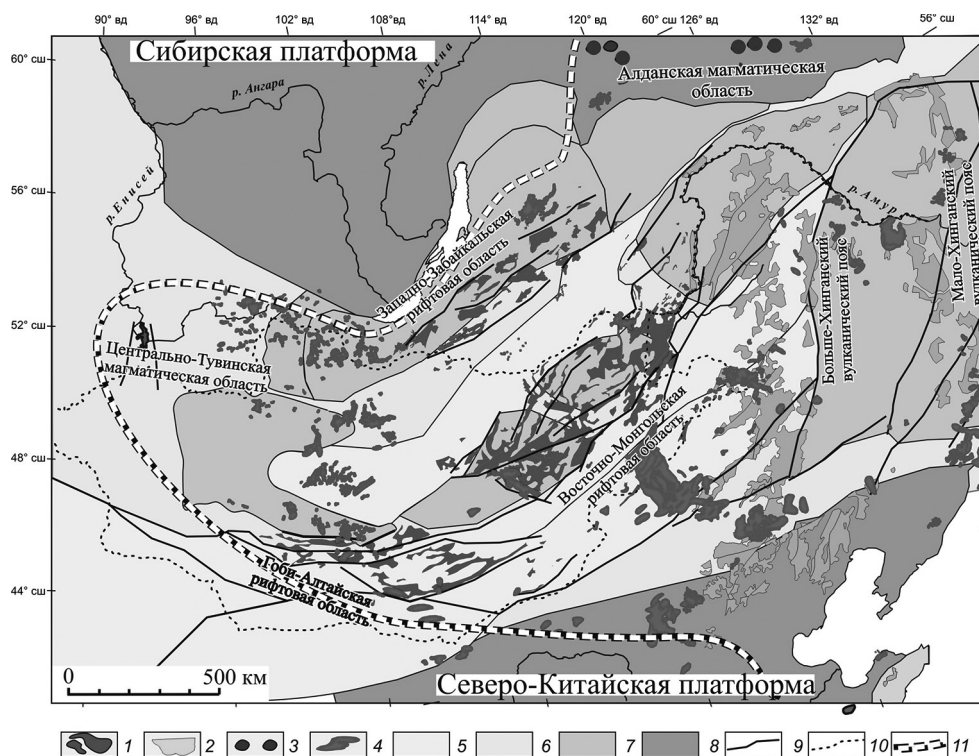


Рис. Схема строения позднемезозойской - кайнозойской внутриконтинентальной вулканической провинции Центральной и Восточной Азии (по данным [Tectonic map of Northern, Central and Eastern Asia, 2014], с изменениями и дополнениями).

1–4 – проявления магматизма: 1 – позднемезозойские преимущественно базитовые и щелочно-салические, 2 – меловые преимущественно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые, 3 – щелочные и щелочно-салические (внемасштабный знак), 4 – позднекайнозойские; 5–8 – структуры основания: 5 – средне-позднепалеозойские, 6 – раннепалеозойские, 7 – неопротерозойские, 8 – раннедокембрийские кратоны; 9 – разломы; 10 – государственная граница; 11 – граница провинции.

определивших появление этих источников в основании региона.

Связи между разновозрастными проявлениями магматизма провинции прослеживаются, прежде всего, на уровне пространственного и структурного совмещения наиболее крупных областей соответственно раннемелового и позднекайнозойского возраста. В пределах отдельных магматических областей установлено, что их развитие не прерывалось, а закономерности распределения в их пределах разновозрастных (в диапазоне ранний мел – поздний кайнозой) вулканических комплексов определялись направленными во времени миграциями центров вулканизма по площади областей. Развитие областей сопровождалось последовательными изменениями состава источников магматизма.

Общие закономерности строения провинции со сменой источников магматизма от субдукционного до внутриплитного указывают на ее несомненную связь со сложной геодинамической обстановкой. Для нее характерна эшелонированная последовательность структур, сменяющих друг друга от океана к континенту: островные дуги → окраинные

моря → рифтовые зоны краевой части континента → внутриконтинентальные области внутриплитного магматизма. Соответственно, с этой последовательностью структур меняется характер магматизма от известково-щелочного на фронте конвергенции до субщелочного и щелочного внутриплитной специфики, сформированного при участии мантийных диапиров (мантийных плюмов), в континентальной части провинции.

Модель формирования магматической провинции опирается на представления о сложной геодинамической обстановке, возникшей при воздействии горячего поля мантии на сегмент континентальной литосферы, развивающейся в режиме конвергенции. В соответствии с этими представлениями в пределах провинции действовали субдукционные и внутриплитные механизмы магообразования. Их взаимодействие определило специфику магматической эволюции. Изменения состава расплавов во времени отвечали последовательному вытеснению из области магогенерации источников с характеристиками IAB и к усилению вклада источника OIB в состав магматических продуктов. С позднего мела и на протяжении кайнозоя источник OIB является доминирующим в магматизме провинции.

Сейсмотомаграфические данные, полученные для позднекайнозойского среза провинции позволяют говорить о ее связи с группой небольших мантийных плюмов, которую, возможно, следует рассматривать как ответвление Тихоокеанского суперплюма. Его воздействие на область конвергенции, включая области возможного нахождения стагнированных слэбов, обеспечивает все разнообразие магматических продуктов провинции.

Работа выполнена в рамках проекта FMMN-2021-0006.

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I. Структура литосферы и тектоническая эволюция Азии

<i>Архипов М.В., Диденко А.Н., Ото Ш., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Нагата М.</i> Геохронология детритовых цирконов пород комсомольской серии	8
<i>Бронников А.К.</i> Использование фазового тензора при анализе результатов магнитотеллурических зондирований на южном Сихотэ-Алине	11
<i>Войнова И.П.</i> Типы вулканитов Сихотэ-Алинского орогенного пояса (петрогеохимия, геодинамические условия формирования, геодинамические ретроспекции).....	14
<i>Гаврилов А.А.</i> Развитие япономорского сегмента зоны перехода континент-океан с позиций плюмовой тектоники	17
<i>Горнов П.Ю.</i> Теплогенерация горных пород и радиогенный тепловой поток континентальной окраины северо-востока Евразии.....	20
<i>Дербек И.М.</i> Тектоническое районирование Монголо-Охотского сектора тихоокеанского складчатого пояса.....	23
<i>Зимин П.С., Валитов М.Г.</i> Особенности строения возвышенностей Васильковского и Берсенева по геофизическим данным, Японское море	26
<i>Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.</i> Структурные особенности литосферы западного приохотья (по результатам интерпретации гравиметрии).....	28
<i>Каплун В.Б., Бронников А.К.</i> Строение литосферы южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований по профилю Дальнереченск – бух. Врангеля	31
<i>Кудымов А.В.</i> Особенности поля напряжения побережья Ульбанского залива	34
<i>Малиновский А.И.</i> Кордонкинская свита юго-западного Приморья: литология и геодинамическая природа	36
<i>Манилов Ю.Ф.</i> Структура гетканской площади на основе интерпретации Геолого-геофизической информации	39
<i>Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л.</i> Синсдвиговая гранитизация коры на примере гранитоидов Комсомольского рудного района (КРР).....	42
<i>Неволин П.Л., Кандауров А.Т., Митрохин А.Н., Уткин В.П.</i> О тектонике гранито-гнейсового и базитового типов фундамента на юге Приморья	44
<i>Неволин П.Л., Белянский Г.С., Кандауров А.Т., Митрохин А.Н., Уткин В.П.</i> О тектонике формирования партизанско-окраинской структурно-формационной зоны (юг Приморья).....	47
<i>Нигай Е.В., Гурьянов В.А.</i> Позднетриасовый алтаhtинский интрузивный комплекс восточной части Буреинского массива	50
<i>Песков А.Ю., Диденко А.Н., Климин М.А., Каретников А.С., Архипов М.В., Тихомирова А.И., Чаков В.В.</i> Палеомагнитные исследования торфяников нижнего Приамурья (предварительные данные).....	53
<i>Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.</i> Мраморный меланж: вариации состава и механизмы образования	56
<i>Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В., Дриль С.И.</i> Источники осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований	59
<i>Съедин В.Т., Плетнев С.П.</i> Тектоно-магматические и палеогеографические этапы эволюции магеллановых гор (Тихий океан).....	61
<i>Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А.</i> Структура редокс-зональности в литосфере Сихотэ-Алинского орогенного пояса в мел-палеогеновое время.....	64

Раздел II. Петрология, геохимия и минерагения

<i>Бакулин Ю.И.</i> Для дальнейшего развития...	68
<i>Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кебезинская П.К., Крутикова В.О., Коновалова Н.С., Астапов И.А.</i> Силикатные, железо-окисные и золото-медь-серебряные микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России)	70
<i>Гаврилов А.А.</i> Связь металлогении японских островов с процессами очагового тектогенеза...	73
<i>Глухов А.Н., Приймченко В.В., Котов А.Б., Фомина М.И., Акинин В.В., Сальникова Е.Б.</i> Металлогения конгинской зоны ололонского террейна (Северо-Восток Азии)	76
<i>Голубева Е.М., Кондратьева Л.М.</i> Экспериментальные исследования процессов оттаивания/замораживания горных пород	79
<i>Гурман М.А., Щербак Л.И.</i> Генетическая природа взрывных микрозон (месторождение Малмыж, уч. Свобода).....	82
<i>Кириллов В.Е., Гурьянов В.А.</i> Рудные формации месторождений улканского вулканогена (Восток Алдано-станового щита)	84
<i>Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Талтыкин Ю.В.</i> Окислительно-восстановительные условия формирования приискового массива (Арминский рудный узел, Сихотэ-Алинь).....	88
<i>Крюков В.Г.</i> Комплементарные метасоматиты албынского золоторудного месторождения (Амурская область).....	90
<i>Крюков В.Г.</i> Перспективы объектов касситерит-кварцевой формации на юге Дальнего Востока (Россия)	93
<i>Мочалов А.Г., Якубович А.Г.</i> Оценка возраста, периодичности и длительности платиновометалльного минералообразования щелочно-ультраосновных массивов Кондёр и Чад Алданского щита ^{190}Pt - ^4He датированием	96
<i>Невструев В.Г., Бердников Н.В.</i> Золото-медь-серебряные микросферулы в железомарганцевых месторождениях Хинганского рудного района (Дальний Восток России)	99
<i>Носырев М.Ю.</i> Геофизические характеристики малоглубинных интрузий в золоторудных узлах юга Дальнего Востока	103
<i>Рассказов И.Ю., Усиков В.И., Федотова Ю.В.</i> Геодинамическое районирование участка недр с применением цифровых моделей рельефа для обоснования мер безопасности при подземной разработке месторождений полезных ископаемых	106
<i>Секисов А.Г., Рассказова А.В., Конарева Т.Г.</i> Исследование геохимических ассоциаций дисперсного золота с позиций оценки технологической упорности руд	109
<i>Сорокин А.П., Агеев О.А.</i> Редкие, рассеянные и цветные металлы в продуктах сгорания углей Райчихинского месторождения (Приамурье, Дальний Восток)	113
<i>Степанов В.А., Мельников А.В.</i> Исторически сложившиеся центры рудной золото-добычи Приамурской провинции	116
<i>Черепанов А.А.</i> Редкоземельные, благородные и редкие металлы в рудах Алгаминского месторождения циркония (Хабаровский край).....	119
<i>Черепанов А.А., Бердников Н.В.</i> Редкоземельная минерализация в аргиллизированных гранитах южного Приморья (новые данные).....	122
<i>Шахнович Я.С., Кириллов В.Е.</i> Геология и металлогения пони-мулинского рудного узла (Хабаровский край, Россия).....	125
<i>Шевырев С.Л., Ettnaniel John M. Carranza, Анциферова Г.А., Шевырева М.Ж.</i> Опыт использования данных дзз для прогноза благороднометалльного оруденения залесенных территорий Дальнего Востока России	128
<i>Юрчук А. Ю., Корбутяк С.П.</i> Геофизические критерии обстановок, благоприятных для локализации золотого оруденения куранахского типа	131

<i>Юрчук А. Ю., Юрчук Ю.В.</i> Роль региональных структур охотского района, выделенных по геофизическим данным, в локализации золотого оруденения	133
<i>Юшманов Ю.П.</i> О ротационной структуре верхне-индигирского золоторудного района (Восточная Якутия) и возможном механизме её формирования.....	136

Раздел III. Современная геодинамика, сейсмичность и сейсмоструктоника

<i>Андреева М.Ю., Родкин М.В.</i> Особенности обобщенной окрестности сильного землетрясения, курило-камчатский регион.....	140
<i>Быков В.Г., Меркулова Т.В.</i> Перенос напряжений и воздействие Индо-Евразийской коллизии и Тихоокеанской субдукции на геодинамику азиатского континента.....	143
<i>Гильманова Г.З., Симонов Д.А., Захаров В.С., Диденко А.Н.</i> Характеристики самоподобия гидро-сети и неотектоника северного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий.....	146
<i>Еришов В.В.</i> Типизация флюидных систем по гидрохимическим данным.....	149
<i>Жиждерин В.С.</i> Моделирование геодинамических процессов	152
<i>Имаева Л.П.</i> Сейсмоструктонические деформации континентально-шельфовой зоны северо-восточного сектора российской Арктики.....	154
<i>Крикун Н.С.</i> Типизация кинематика и масштаб тектонических нарушений о. Итуруп (Большая Курильская гряда)	157
<i>Меркулова Т.В.</i> Особенности сейсмической активизации Приамурья и сопредельных территорий в 1970–2015 гг.	160
<i>Никитенко О.А.</i> Геотермические условия и глубины образования очагов грязевых вулканов	163
<i>Онухов Ф.С.</i> Новейшая структура сейсмоактивных зон Нижнего Приамурья	166
<i>Пупатенко В.В.</i> Сейсмическая добротность литосферы Приамурья по коду S волн локальных землетрясений.....	169
<i>Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Валитов М.Г., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В.</i> Параметры земной коры по данным космической геодезии (Горный Алтай–Приморье)	171
<i>Устюгов Г.В.</i> Количественные закономерности извержений грязевых вулканов	174

Раздел IV. Строение осадочных бассейнов и их углеводородный потенциал

<i>Гресов А.И., Яцук А.В., Швалов Д.А.</i> Газогеохимические признаки нефтегазоносности осадочных бассейнов и геоструктур окраинно-шельфовой зоны Восточно-Сибирского моря и Северного Ледовитого океана	178
<i>Гриненко В.С., Баранов В.В.</i> Визейско-пермский мегацикл и его геологические следствия на востоке сибирской платформы и в прилегающей складчатой периферии	181
<i>Гриненко В.С., Баранов В.В.</i> Восточно-Сибирский бореальный осадочный бассейн: стадии развития в раннем мезозое	185
<i>Кириллова Г.Л.</i> Юрско-меловой этап мезозойской седиментации вдоль монголо-охотской складчатой системы.....	189
<i>Коломиец В.Л.</i> Формирование Тункинского осадочного бассейна Байкальской рифтовой зоны в квартере: литология, стратиграфия, неотектоника.....	192
<i>Крапивенцева В.В.</i> Распределение и состав битуминозных разновидностей углей в угольных пластах и по площади свободного бурогоугольного месторождения Зейско-Буреинского бассейна в Амурской области РФ	195
<i>Крапивенцева В.В., Фомин А.Н., Тимошина Л.Д., Меленевский В.Н.</i> Органическая геохимия углей и пород Ушумунского бурогоугольного месторождения в бирофельдском грабене Среднеамурского осадочного бассейна	198
<i>Кузнецов В.Е.</i> К проблеме нефтегазоносности юго-восточного сектора Сибирского кратона	201

<i>Медведева С.А.</i> Малые и редкоземельные элементы в осадочных породах Пиванского разреза (Хабаровский край).....	205
<i>Прохорова П.Н.</i> Модель термической эволюции меловых отложений Переяславского грабена (юго-восточная часть Среднеамурского осадочного бассейна).....	208
<i>Развозжаева Е.П.</i> Тектоника и локальные структуры Алдано-Майского осадочного бассейна.....	211
<i>Рябинкин К.С., Пупатенко В.В., Бронников А.К.</i> Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения юго-западной части среднеамурского осадочного бассейна.....	214
<i>Шадрин С.В.</i> Серпентиниты, коллектор, углеводороды.....	217

Раздел V. Геодинамика, геомеханика и геофизика

<i>Буслов М.М., Куликова А.В., Бишаев Ю.А.</i> Взаимосвязи формирования Монголо-Охотского орогена и осадочных бассейнов Северной Азии в мезозое.....	221
<i>Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Гильманова Г.З.</i> Граница Мохо Сихотэ-Алиньского орогенного пояса; анализ гравиметрических, топографических и сейсмических данных.....	224
<i>Козаков И.К., Диденко А.Н.</i> Геодинамическая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя-раннего палеозоя центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	227
<i>Котелкин В.Д., Лобковский Л.И.</i> Численное моделирование геодинамики верхней мантии под континентальной окраиной.....	230
<i>Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д.</i> Модель верхнемантийной конвекции, сопряженной с Тихоокеанской зоной субдукции, применительно к кайнозойской геодинамике Северо-Восточной и Центральной Азии.....	234
<i>Ярмолюк В.В.</i> Позднемезозойская и раннекайнозойская магматические провинции Центральной Азии: геологические связи и их геодинамические следствия.....	236

Научное издание

ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ
ВОСТОКА АЗИИ

XI Косыгинские чтения

Материалы Всероссийской конференции

с международным участием

15–18 сентября 2021

Утверждено к печати Ученым советом Института тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН Дальневосточного отделения Российской академии наук

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 150 экз.