

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



ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ ВОСТОКА АЗИИ

Х Косыгинские чтения

*МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ
10–12 сентября 2019, г. ХАБАРОВСК*

Хабаровск
2019

УДК 551:550.3:550.4

Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: X Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции с международным участием, 10–12 сентября 2019, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. – Хабаровск : ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2019. – 364 с.

ISBN 978-5-9056-5225-7

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

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

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

Проведение конференции и издание материалов осуществляется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №19-05-20015).

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

Tectonics, deep structure and minerageny of East Asia: Contributions of the Xth All-Russian Conference with foreign participants in memory of Academician Yu.A. Kosygin, September 10–12, 2019, Khabarovsk / Eds. A.N. Didenko and Yu.F. Manilov. – Khabarovsk: Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, 2019. –364.

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

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

Materials of a conference are published in original author's edition.

ISBN 978-5-9056-5225-7

© ИТиГ ДВО РАН, 2019

ПРЕДИСЛОВИЕ

Дорогие коллеги, мы представляем Вам материалы очередных Косыгинских чтений. Первая всероссийская научная конференция «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии» была проведена 24 года назад в знак глубокого уважения к памяти академика Юрия Александровича Косыгина – основателя и первого директора ИТиГ ДВО РАН. В сентябре 2019 г. «Косыгинские чтения» будут юбилейными, 10 по счету. Материалы предыдущих конференций, проводившихся в 1995, 1999, 2001, 2003, 2006, 2009, 2011, 2013 и 2016 годах, опубликованы в соответствующих сборниках.

Академик Ю.А. Косыгин является основателем и первым директором ИТиГ ДВО РАН. В круг его научных интересов входили многие научные проблемы, связанные как с науками о Земле, так и философского плана: геология и геофизика нефтегазоносных областей, тектоника докембрия континентов, общие проблемы организации и эволюции планеты Земля, глобальные проблемы человечества на рубеже 20-21 веков.

В обеспечении национальной, в том числе экономической, культурной и научной безопасности Российской Федерации приграничные регионы несут самую большую нагрузку. Одним из таких регионов является Дальний Восток России, который, наряду с важнейшим геостратегическим значением, имеет уникальное геологическое строение, предопределившее сосредоточение многочисленных месторождений полезных ископаемых. Еще одной причиной внимания к региону является его активная современная сейсотектоника, требующая новых знаний о катастрофических природных явлениях для повышения безопасности жизнедеятельности и сейсмобезопасности, в частности.

Необходимым элементом научных исследований являются представление новых материалов, гипотез и прочее коллегам и их всестороннее обсуждение, что и диктует основную цель организуемого Институтом тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН научного совещания. На предстоящей конференции основное внимание предполагается уделить тектонике и глубинному строению Восточной Азии. В прошедшие годы были созданы модели строения и эволюции ряда геологических объектов региона, получены новые геофизические данные, предложены новые теоретические подходы к их изучению с применением современных прецизионных методов анализа состава и возраста. Дальневосточный регион, располагаясь в зоне активного взаимодействия крупнейших океанических и континентальных плит, отличается сложным геологическим строением и эволюцией. Фундаментальные исследования, проведенные за последнее время учеными РАН и других организаций, позволили получить новую обширную информацию о строении и геодинамике Востока Азии. Рассмотрению этих вопросов будет посвящена работа секции «Структура литосферы и тектоническая эволюция Азии».

Особое внимание, в связи с последними катастрофическими событиями на Востоке Евразийского континента и в Тихоокеанском регионе, предполагается уделить сейсмичности Дальнего Востока и Востока Сибири. Этот регион России находится в наиболее сейсмоактивной области Земли, где в последнее десятилетие произошел ряд сильных сейсмических событий. Предполагается вопросы, связанные с сейсмичностью и современной геодинамикой, рассмотреть на одноименной секции.

В связи с необходимостью наращивания углеводородного потенциала России, работа отдельной секции будет посвящена результатам изучения осадочных бассейнов Дальнего Востока. Регион остается относительно слабо изученным и, в то же время, продолжает быть наиболее перспективным для открытия новых месторождений углеводородного сырья. Рассмотрению вопросов, связанных с геологией осадочных бассейнов

и перспектив поисков углеводородного сырья, будет посвящена работа секции «Строение осадочных бассейнов и их углеводородный потенциал».

Фундаментальные геологические исследования, в конечном счете, призваны решать задачу воспроизводства запасов полезных ископаемых. Непосредственно этому направлению будет посвящена работа секции «Петрология, геохимия и минерагения». На секции предполагается рассмотреть результаты петрологических, геохимических исследований, эволюцию геологических комплексов и связь с ними минерагении.

Для настоящего сборника материалы своих докладов прислали более 200 исследователей из научно-исследовательских, учебных и производственных организаций. Всего наши коллеги представляют 17 регионов России и 4 зарубежных страны – Китай, Япония, Узбекистан и ЮАР. Традиционно своим участием наше совещание поддерживают геологи Дальневосточного отделения РАН из Биробиджана, Благовещенска, Владивостока, Магадана, Петропавловска-Камчатского, Хабаровска, Южно-Сахалинска, Якутска. Значительное количество участников представляют академические и отраслевые институты Сибири, Москвы и Санкт-Петербурга.

Проведение X Косыгинских чтений стало возможным благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, за что мы выражаем ему огромную благодарность.

Желаем всем успешной работы на нашем совещании!

А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов

РАЗДЕЛ I

СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АЗИИ

М.В. Архипов

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ
ДАННЫХ ПОРОД КЕМСКОЙ И СИЛАСИНСКОЙ СВИТ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО
ОРОГЕНА**

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

В ходе настоящей работы было проведено изучение пород кемской и силасинской свит, включающее в себя геохронологические и палеомагнитные исследования. Объектами изучения являлись вулканогенно-осадочные образования кемской свиты в бассейне р. Кема, входящие в состав Кемского террейна, и силасинской свиты на южном берегу оз. Удыль, входящие в состав Киселевско-Маноминского террейна. Задачами настоящего исследования являлись: 1) выяснение геодинамических условий формирования пород; 2) геохронологическое изучение цирконов из терригенных пород и определение для последних источников сноса; 3) определение абсолютного широтного и относительного к континентальной Евразии местоположения образования изученных пород, 4) сравнительный анализ исследуемых образований и создание тектонических реконструкций.

Полученные оценки возраста для детритовых цирконов из песчаников верхнекемской подсвиты характеризуются широким размахом – от 108 до 2550 млн лет. Самый «молодой» циркон имеет возраст 107.5 ± 2.3 млн лет, что хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом подсвиты [2]. В интервале 168–277 млн лет выделяются четыре возрастные совокупности цирконов 168–178, 198–220, 245 ± 5 и 261–277 млн лет. Вероятно, эти 4 интервала соответствуют зарождению в средней перми вулканической островной дуги и последующим фазам активизации ее магматизма. В интервале от 277 до 740 млн лет обнаружен всего лишь один циркон с конкордантным возрастом – 476.5 ± 7.7 млн лет, источником которого могут быть коллизионные граниты раннепалеозойского Ханкайского террейна с возрастом 490–460 млн лет [5]. В докембрийской части диаграммы выделяются три возрастные совокупности цирконов 2.2–2.5, 1.5–2.0 и 0.74–0.95 млрд лет. Указанные докембрийские временные интервалы коррелируются с аналогичными по времени суперконтинентальными циклами, выделяемыми на известных глобальных распределениях детритовых цирконов [6].

Полученные оценки возраста для детритовых цирконов из алевропесчаников нижней подсвиты силасинской свиты характеризуются диапазоном от 110 до 384 млн лет. Самая «молодая» в исследованном штуде группа из 3-х зерен цирконов имеет возраст 111.2 ± 2.9 млн лет, что хорошо согласуется с биостратиграфическим возрастом силасинской свиты [1, 3]. Возраст второй группы цирконов, также состоящей из 3-х зерен, составляет 124.3 ± 6.5 млн лет. Далее, в интервале продолжительностью почти 80 млн лет не обнаружено ни одного циркона с конкордантным возрастом. В раннеюрско-позднекаменноугольном (196–320 млн лет) интервале диаграммы выделяются четыре возрастные совокупности цирконов 196 ± 6 , 220–247, 261–286 и 304–320 млн лет. Вероятно, эти 4 интервала соответствуют зарождению в средней перми эпиокеанической вулканической островной дуги и последующим фазам активизации ее магматизма. Самый древний циркон имеет возраст 382 ± 8 млн лет. Благодаря полученным данным сделан вывод о том, что породы силасинской свиты отлагались в условиях внешней островной дуги, которая была отделена задуговым бассейном от внутренней (вулканической) островной дуги, в которой происходило накопление осадков кемской свиты. Ширина и глубина задугового

бассейна были достаточны для того, чтобы влияние континентальных источников сноса в зоне накопления осадков силасинской свит не сказывалось.

Образцы пород кемской и силасинской свит прошли полный цикл петро- и палеомагнитных исследований, на основании которых для образцов пород обеих свит были выделены современная и древняя компоненты намагниченности. Проведенные тесты складки и обращения указывают на однозначно «доскладчатый» возраст древних компонент намагниченности исследуемых пород и, с большой вероятностью, на их первичность. Были проведены расчеты величины занижения наклона намагниченности. Для пород кемской свиты эта величина оказалась незначительной, в отличие от образцов пород силасинской свиты, в которых эта величина оказалась $\sim 20^\circ$. Для расчета координат палеомагнитного полюса и истинной палеошироты, с учетом проведенных расчетов величины занижения наклона намагниченности, использовалось следующее значение высокотемпературной компоненты намагниченности пород (статистика на уровне образцов) в стратиграфической системе координат. Силасинская свита - Dec=271.7°, Inc=52.2°, K=13.5, $a^{95}=5.1^\circ$, координаты палеомагнитного полюса Plat=26.3°, Plong=70.5°, dp=4.8°, dm=7.0°, средняя палеоширота составляет 33° с.ш. при ее крайних значениях $28\div 38^\circ$. Кемская свита - Dec=349.9°, Inc= 55.5°, K=15.4, $a^{95}=5.5^\circ$, координаты палеомагнитного полюса Plat=77.7°, Plong=358.4°, dp=5.6°, dm=7.9°, средняя палеоширота составляет 36° с.ш. при ее крайних значениях $30\div 42^\circ$. Палеомагнитные склонения пород Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов составляют 272° и 350° , соответственно, из чего можно заключить, что впоследствии изученные породы испытали разворот против часовой стрелки на 90° и 10° , что согласуется с предположением об их трансляции на север вдоль левостороннего разлома (системы разломов).

По палеомагнитным данным островодужные комплексы обоих террейнов формировались примерно в одно время и на близких широтах ($33 \pm 5^\circ$ и $36 \pm 6^\circ$ с.ш.), но на разном удалении от континента, что подтверждается геохронологическими данными. Породы Кемского террейна содержат цирконы с древними датировками, присутствие которых объясняется сносом с континентальной части, что свидетельствует о приближенном к континенту положении островной дуги. Отсутствие древнего континентального материала в породах Киселевско-Маноминского террейна обусловлено более удаленным от континента местом формирования этих пород. Благодаря этим выводам была предложена палинспастическая реконструкция зоны сочленения «восточная окраина Евразии–Палеоокеана» для раннеальбского времени. На этом этапе вдоль восточной окраины Евразии существовала единая островодужная система почти от экватора и до 40-х широт северного полушария. В эту систему входили дуги Рюкю, Нанкайская и Кемская. Восточнее этой островодужной системы в океане функционировала и другая островная дуга – Восточно-Сахалинская, занимавшая положение от 25 до 35° с.ш. Мы полагаем, что в составе последней могли формироваться не только сахалинские объекты [12], но и апт-альбские породы Киселевско-Маноминского террейна на $\sim 33^\circ$ с.ш. Между этими двумя островными дугами существовал бассейн 500–700 км шириной. Вполне вероятно, что эти две островодужные системы на юге смыкались подобно современной Идзу-Бонинской островодужной системе [14]. В позднем мелу изученные комплексы пород Восточно-Сахалинской островной дуги причленились к окраине палеоконтинента, а затем вместе с породами Кемской островной дуги они были перемещены вдоль системы левых сдвигов на север до современного положения. Движение на север продолжалось, вероятно, до конца мела.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00117А) и в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2006. 239 с.
2. Диденко А.Н., Ото Ш., Голозубов В.В., Архипов М.В., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Нагата М., Ямамото К. Геохронология детритовых песчаников силасинской и кемской свит Сихотэ-Алинского орогена: геодинамические следствия // Доклады АН. 2018. Т. 4. № 481. С. 1–4.
3. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В. и др. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138.
4. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 20–40.
5. Добкин С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. (Издание 2-ое). Серия Николаевская. Лист N-54-XXXIII. СПб: ВСЕГЕИ. 2013 г.
6. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. (Издание 2-ое). Серия Николаевская. Лист N-54-XXXII. СПб: ВСЕГЕИ. 2011 г.
7. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток. 2000. 283 с.
8. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука. 1997. 300 с.
9. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 7–13.
10. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады АН. 2011. Т. 440. № 3. С. 392–396.
11. Тиньков Е.А., Кайдалов В.А. Легенда Николаевской серии листов Госгеол-карты-200/2. Хабаровск. 2009. № 1452. ФГУ «ГФИ по ДВФО».
12. Abrajewitch A., Kodama K., Zyabrev S.V., Didenko A.N. Paleomagnetism of the west Sakhalin basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophysical journal international. 2012. V. 190. N 3. P. 1439–1454.
13. Hawkesworth C., Dhuime B., Pietranik A. et al. The generation and evolution of the continental crust: Journal of the Geological Society. 2010. V. 167. P. 229-248.
14. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: View from the Russian side // Earth Science (Chikyu Kagaku). 2001. V. 55. P. 275–291.
15. Khanchuk A.I., Kemkin I.V. Jurassic geodynamic history of the Sikhote-Alin-Priamurye region / Late Jurassic Margin of Laurasia - A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation. GSA Special Paper 513. 2015. P. 509–526.

В.И. Бондаренко¹, В.А. Рашидов²

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗВЕНА
КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ**

¹*Костромской государственной университет, г. Кострома*

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

Центральное звено Курильской островной дуги (КОД) протягивается приблизительно на 180 км от пролива Крузенштерна до пролива Буссоль (рисунок). В его пределах (за исключением о. Симушир) преобладают небольшие вулканические острова и скалы. Небольшие абсолютные высоты этих островов позволили высказать предположение о некотором погружении Центральных Курил по отношению к краевым частям КОД [5]. В монографии [7] в то же время приводятся доказательства устойчивых поднятий островов Центральных Курил в позднеплейстоцен-голоценовое время. В этой же работе приводится предположение Э.Н. Эрлиха о приуроченности курильских вулканов к структурам типа грабен-синклиналей. В работе [10] высказывается предположение об активном погружении дна Курильской котловины в позднем миоцене или раннем плицене. Погружение прилегающей к КОД части котловины, вероятно, продолжается и в антропогене.

По геологическому строению и геоморфологии звено Центральных Курил не является однородным (рисунок). По особенностям морфоструктуры здесь можно выделить четыре участка: о. Матуа – пр.Надежды, о. Расшуа – о-ва Ушишир, пр. Рикорда – пр. Дианы и район о. Симушир [3, 4]. Азимуты простирания осевых частей этих участков примерно одинаковые (33–42°), но при этом наблюдается последовательное смещение островных блоков от о. Симушир до о. Матуа в юго-восточном направлении. Амплитуда горизонтальных смещений на их границах изменяется от 2–3 до 6–8 км. Границы между этими участками условно можно провести по самой глубокой юго-западной части пролива Надежды, проливу Рикорда и несколько юго-западнее бухты Броутона на о. Симушир. Имеющиеся оригинальные данные, полученные в 8 комплексных геолого-геофизических экспедициях на НИС «Вулканолог» [8], позволяют предположить, что границы этих участков соответствуют зонам крупных, преимущественно правосторонних, сбросо-сдвигов. Об этом свидетельствует и наблюдаемое последовательное смещение островных блоков, и рисунок выявленных по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) разломов в пределах склонов КОД.

По данным НСП на внешних склонах островной дуги в районе островов Матуа, Ушишир, Симушир отчетливо фиксируются погребенные поверхности выравнивания на глубинах 600–900 м, с налеганием перекрываемые отложениями, слагающими острова. [1, 2, 5, 6]. Это может указывать на значительное (до 800–1000 м) погружение основания Центральных Курил в плицен–четвертичное время. В тыловой части дуги о недавних погружениях свидетельствуют наклоны плоских вершин подводных вулканов на северо-запад, увеличение глубины вершин вулканов в сторону Курильской котловины.

В то же время данные сейсмоакустических исследований позволяют предполагать недавние поднятия привершинной части КОД (рисунок). В результате отмечаемых контрастных новейших тектонических движений сформировался узкий, высокий, очень крутой тыловой склон дуги на участке ее центрального звена.

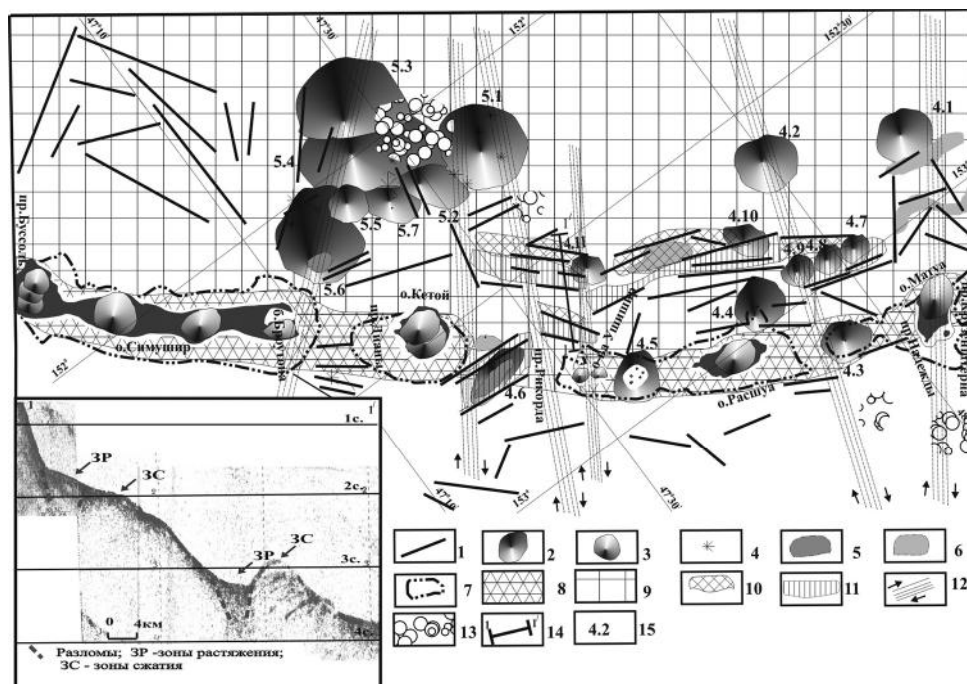


Рис. Тектоническая схема Центрального звена Курильской островной дуги.

1 – разломы, выявленные по данным сейсмоакустических исследований; 2 – подводные вулканы; 3 – наземные вулканы; 4 – предполагаемые небольшие побочные вулканические конусы и экструзии; 5-6 – плоские участки дна на глубинах до 140–160 м, соответствующие голоценовому повышению уровня моря (5), и на глубинах более 160 м (6); 7 – внешняя бровка приостровного шельфа; 8 – участки, испытывающие поднятие; 9 – участки, в пределах которых предполагается опускание дна моря; 10 – зоны сжатия на Охотоморском склоне КОД; 11 – зоны растяжения; 12 – предполагаемые зоны сдвиговых дислокаций (стрелками показано предполагаемое направление смещений); 13 – участки распространения оползневых процессов; 14 – положение фрагмента профиля НСП, показанного на врезке левом нижнем углу рисунка; 15 – номера подводных вулканов согласно [8].

В рельефе Охотоморского склона Центральных Курил фиксируются ряды локальных поднятий и впадин, вытянутых обычно под углом к склону. По данным НСП в пределах поднятий отчетливо фиксируются антиклинальные складки слагающих их отложений, свидетельствующие о преобладающем на этих участках сжатии. Впадины же представляют собою грабенообразные структуры, указывающие на локальные растяжения (рисунок). Чередование подобных локальных участков растяжения и сжатия хорошо демонстрирует фрагмент профиля НСП (врезка к рисунку), отработанного к северо-западу от о-вов Ушишир. К выявленным локальным грабенообразным впадинам приурочено большинство выявленных на склоне небольших подводных вулканов (вулканы 4.6–4.11).

Формирование отмечаемых на склоне локальных структур, на наш взгляд, может быть связано с горизонтальными смещениями по упоминавшимся сдвиговым зонам по механизму формирования структур типа пулл-апарт [9]. Растяжение земной коры при формировании присдвиговых грабенов (впадин пулл-апарт или грабен-синклиналей), вероятно, привело к активизации магматизма и образованию подводных вулканов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00410).

Литература

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулканизм Охотоморского склона Центральных Курил // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука. 2014. С. 16–18.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О. В., Рашидов В. А., Трусов А.А. Подводный вулканический массив Рикорда (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 4. С. 26–42.
3. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Геоморфология и тектоника Средних Курил // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М: ГЕОС, 2007. С. 32-33.
4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводные вулканы Центральных Курил // Вулканизм и геодинамика. Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 21–25 ноября 2011 года, г. Екатеринбург. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2011. С. 404–406.
5. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Особенности неотектоники центрального звена Курильской островной дуги // Физика геосфер. 7 Всероссийский симпозиум. 5-9 сентября 2011 г. Материалы. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 390–393.
6. Бондаренко В. И., Рашидов В. А.. Строение вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 18–34.
7. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука. 1967. 287 с.
8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука. 1992. 528 с.
9. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Доклады академии наук, 1996. Т. 346. № 5. С. 653–655.
10. Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. V. 350. 2002. P. 63–97

А.К. Бронников

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТРЁХМЕРНЫХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РАЗЛОМОВ НА ПРИМЕРЕ КУРСКОГО РАЗЛОМА

ФГБУН Институт Тектоники и Геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На основе магнитотеллурических зондирований, проведённых в районе Курского разлома [1,2], были проведены расчёты инверсии МТ-данных с целью получения трёхмерной геоэлектрической модели разлома.

Для выполнения расчетов были использованы вычислительные ресурсы ЦКП «Центр данных ДВО РАН» [3]. В расчёте использованы данные с 88 точек зондирований в диапазоне периодов от 0.0001 с до 1000 с. В качестве базовой модели использовалось полупространство сопротивлением 500 Ом·м. Сетка модели составляла 70x110x27 блоков, с основным шагом по горизонтали 2.5 км. Шаг вертикальной сетки постепенно увеличивался, начиная с 50 м. Расчёт проводился в программном комплексе ModEM [4, 5, 6] в два этапа. На первом – базовая модель инвертировалась по данным типпера. На втором этапе – результат предыдущего шага использовался в качестве базовой модели для расчёта по данным импеданса. RMS составил 2.99.

По результатам инверсии была получена трёхмерная модель района исследований. Профили использованные в расчёте, пересекают зону Курского разлома в трех местах.

Первое пересечение на сочленении профилей ВГ5 и ВГ7 (рис. А). Здесь зона разлома приходится на проводящую область шириной 18 км и мощностью 40 км. Она разделяется на верхнюю часть до 7.5 км сопротивлением менее 50 Ом·м и нижнюю от 7.5 км до 40 км – менее 100 Ом·м. Также в верхней части наблюдается небольшой участок с повышенным сопротивлением около 400 Ом·м.

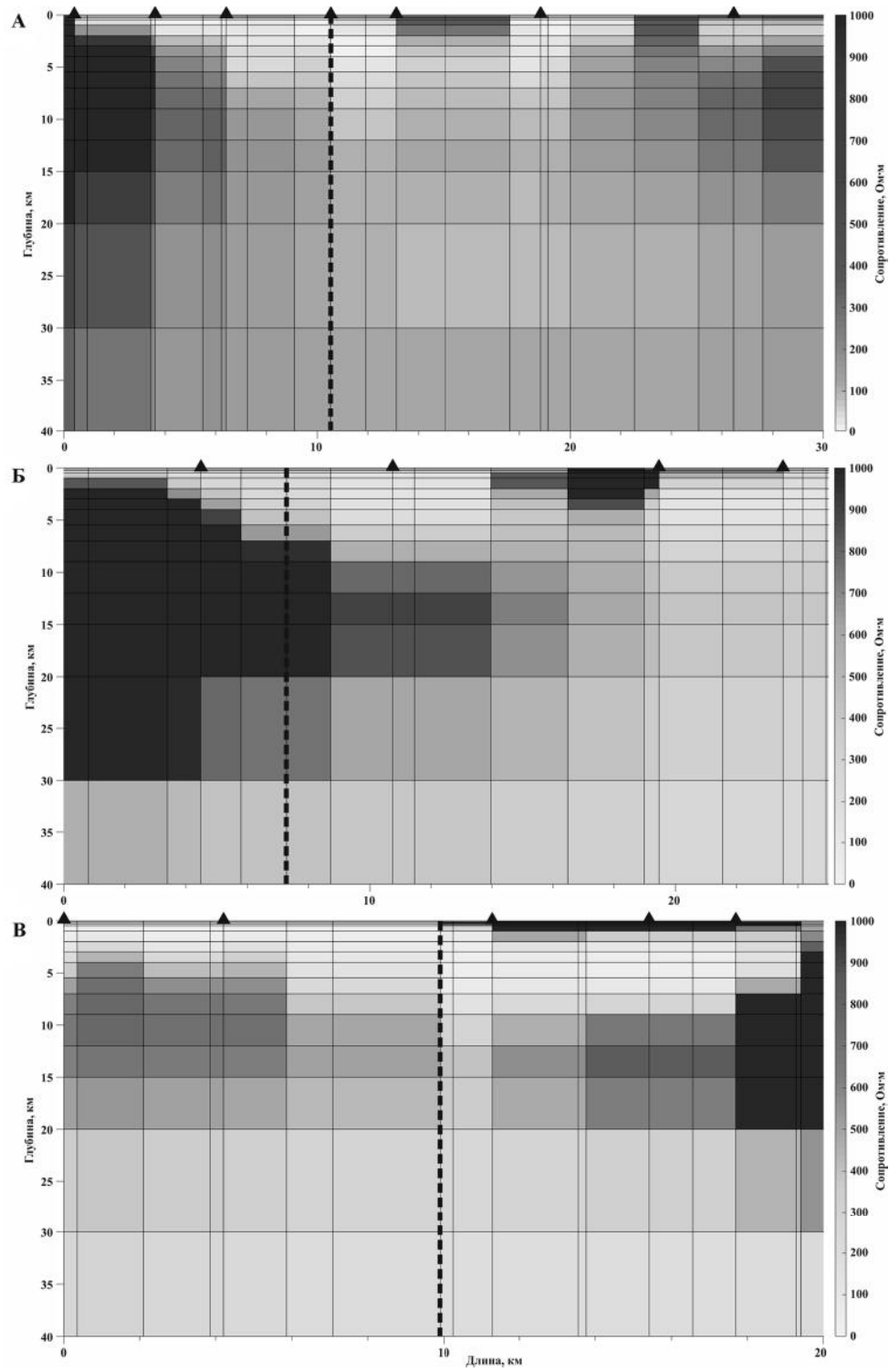
Второе пересечение на профиле ВГ6 (рис. Б). Здесь на зону разлома приходится небольшой проводник шириной 5 км и мощностью 4 км и сопротивлением менее 180 Ом·м. Ниже он подстилается зоной высокого сопротивления 400–800 Ом·м, примыкающим слева к более высокоомному (<1000 Ом·м). Справа проводник ограничен диэлектриком сопротивлением более 1000 Ом·м шириной 5 км и мощностью 4 км.

Третье пересечение на профиле ВГ8 (рис. В). Зона Курского разлома здесь приходится на проводник шириной 18 км, мощностью до 7.5 км и сопротивлением менее 50 Ом·м. Правая его часть подстилается под блок высокого сопротивления (более 1000 Ом·м). Ниже проводника лежит область повышенного сопротивления 600–900 Ом·м, которая разрывается в районе наклонной части.

Применение трёхмерного моделирования по всем имеющимся данным позволило получить геоэлектрические характеристики зоны Курского разлома. Полученные результаты совпадают с расчётами каждого профиля по отдельности. Поэтому для изучения Курского разлома по имеющимся данным можно обойтись расчётом инверсий профилей МТЗ по отдельности, так как это требует меньших затрат времени.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-17-00015.

Рис. Геоэлектрические разрезы профилей в районе Курского разлома (пунктирной линией обозначено положение Курского разлома, треугольниками обозначены точки МТЗ).



Литература

1. Каплун В.Б. Геоэлектрические разрезы северо-западного борта среднеамурского осадочного бассейна (Дальний Восток) по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 6. С. 50–62.
2. Каплун В.Б. Строение северо-западного борта Среднеамурского осадочного бассейна по данным аудиомагнитотеллурических зондирований (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 2. С. 76–86.
3. 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.
4. Egbert G.D., Kelbert A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems // Geophysical Journal International. 2012. V. 189. N. 1. P. 251–267.
5. 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.
6. 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.

М.М. Буслов

**ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В РЕЗУЛЬТАТЕ
ДАЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ИНДО-ЕВРАЗИАТСКОЙ
КОЛЛИЗИИ: СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ**

ФГБУН Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Центрально-Азиатский орогенный пояс является крупнейшей в мире и наиболее активной внутриконтинентальной областью. Он служит наилучшей естественной лабораторией для исследования движущих сил и механизмов, связанных с внутриконтинентальной тектоникой. Кроме того, Центрально-Азиатский орогенный пояс характеризуется сложной и длительной историей внутриконтинентальных тектонических реактиваций. Наиболее ярко они проявлены как результат деформаций от кайнозойской Индо-Евразийской коллизии. Эта особенность пояса делает его уникальным в плане исследования дальнего влияния окраинно-континентальных деформаций на внутриконтинентальную тектоническую реактивацию. В последние десятилетия получены обширные геолого-геохронологические данные, которые детально характеризуют результаты дальнего воздействия кайнозойской коллизии Индийского континента на территории Тянь-Шаня, Восточного Казахстана и южной Сибири, сформировавших Центрально-Азиатскую горную систему. Установлено, что формирование кайнозойской структуры Центральной Азии происходило как результат передачи деформаций от Индо-Евразийской коллизии на дальние расстояния по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон [1, 3]. В результате сжатия складчатые зоны перерастают в горные системы, а микроконтиненты служат фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.). Индийский континент после продолжительного скольжения вдоль границы с Евразией столкнулся с ней в конце эоцена и за период 35–0 млн лет был вдавлен внутрь ее на расстояние более 900 км. Его фронтальная часть по данным томографии погрузилась на расстояние более чем 1500 км и наблюдается под Таримом [2]. В начале коллизии вызвала формирование высоких гор Гималаев, Каракорума, Тибета и Памира, затем Тянь-Шаня, и на заключительном этапе горных систем южной Сибири (Алтае-Саянской горной области). В неоген – четвертичное время на формирование структуры и геодинамики Тянь-Шаня действовали два фактора: надвигание Памира и поддвигание Таримской плиты (микроконтинента). Они создали различные структурно-геодинамические провинции, разделенные зоной Таласо-Ферганского разлома. На Памире и Западном Тянь-Шане, находившимся вблизи давления Пенджабского “индентора”, деформации проявились в форме сдвига-надвигов, надвигов и складок северной вергентности. Восточнее Таласо-Ферганского правостороннего сдвига общее северное направление сжатия со стороны Тарима вызвало поднятие Тянь-Шаня преимущественно по надвигам и сдвиго-надвигам. В плиоцен-четвертичное время деформации проявились в форме сдвигов и сдвиго- надвигов к северо-востоку от Тянь –Шаня и сконцентрировались в Алтае-Саянской горной области между Джунгарской и Тувино-Монгольской плитами (микроконтинентами). Около 5–3 млн лет назад деформации достигли мощного упора – Сибирского кратона. В связи с этим, почти одновременно выросли высокие горы на всей территории Центральной Азии. Пик роста горных систем за последние 3 млн лет особенно четко выявляется по данным

трекового датирования по апатитах и формированием моласс в межгорных бассейнах [1–3, 7–9, 12, 6] .

Центральная Азия является также классическим примером внутриконтинентального складкообразования литосферы. В частности, Алтае-Саянский пояс в южной части Сибири и Киргизский Тянь-Шань показывают особый режим литосферной деформации, включающий как литосферное сгибание (складкообразование), так и образование разломов в верхней коре. Зайсанский, Курайский и Чуйский бассейны в Алтае-Саянской области, Иссык-Кульский и Текесский бассейны в Тянь-Шане являются типичными межгорными бассейнами, развивающиеся в условиях сгибания литосферы [10].

Топографические длины волн первого порядка около 200–300 км в Алтае-Саянской области и 150–200 до 250–350 км в Тянь-Шане скорее всего отражают деформацию литосферной мантии. Длины волн второго порядка между 35 и 70 км выражаются в обоих поясах по стабильно расположенным в западно-восточном направлении горным хребтам, чередующихся с позднекайнозойскими тектоническими депрессиями. Тектонические, геодезические и термохронологические исследования показывают, что укорочение и быстрый вывод на поверхность начались около 5–3 млн лет назад в Алтае-Саянах и около 20–10 млн лет назад в Тянь-Шане [7–9, 12, 13]. Структурный и стратиграфический анализы позднекайнозойских отложений в межгорных бассейнах доказывают период интенсивной тектонической активизации и укорочения между средним плиоценом (3.5 млн лет) и концом раннего плейстоцена (1 млн лет). Активизация привела к формированию двух геодинамических стадий: 1) начального сжатия (5–3 млн лет в Алтае-Саянах и 20–10 млн лет на Тянь-Шане) и 2) главного сжатия (2.5–3 млн лет в обоих поясах). Начало складкообразования во время первой стадии сжатия развивалась на Тянь-Шане, но имела короткую продолжительность и ограниченные эффекты в Алтае-Саянах. Во время второй стадии главного сжатия усиление складкообразования сопровождалось образованием разломов, вызванных поднятием и эрозией хребтов и заполнением окружающих бассейнов осадочным материалом. Во время последней стадии максимального тектонического сжатия началась деформация литосферы путем сочетания дальних волн сгибания мантийной литосферы и более коротких волн сгибания верхней коры с образованием разломов. Литосферные складки, как правило, развиваются по их оси, перпендикулярной направлению S_{Hmax} поля напряжения, которое было активным во время их формирования. Наличие докайнозойских коровых разломов в гетерогенном фундаменте, включающем гомогенные докембрийские континентальные блоки, локализовало деформацию и текущее развитие литосферных поясов. Они также свидетельствуют о том, что стресс в коре передавался в результате смятия литосферы через докембрийские континентальные блоки и древние разломные зоны.

В позднекайнозойское время (голоценовый период) в результате реактивации региональных разломных зон проявилась высокая сейсмичность, которая сконцентрирована, преимущественно, к зонам их сочленения.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института геологии и минералогии СО РАН.

Литература

1. Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мелкайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геол. и геофиз. 2012. Т. 53. № 9. С. 1245–1255.

2. Забелина И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М. Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизско-го Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии // Геол. и геофиз. 2013. Т. 54. № 7. С. 906–920.
3. Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E. A.V., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. pp. 205–214.
4. Buslov M.M. Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21. issue 41. P. 104–105.
5. Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E. A.V., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 205–214.
6. Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N. Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // Tectonophysics. 2002. V. 354. P. 25–48.
7. De Grave J. and Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. T. 349. P. 145–159.
8. De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21, Issue 41 (special issue). P. 121–122.
9. De Grave J., Michael Buslov, Peter Van den haute, James Metcalf, Vladislav Batalev. From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith. Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V.26 (2). p. 133.
10. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. V. 602. P. 194–222
11. Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Delvaux, D., Berzin, N.A., Ermikov, V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430–466.
12. Glorie, S., De Grave, J., Buslov, M.M., Elburg, M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den haute, P. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt) : from emplacement to exhumation. Journal of Asian Earth Sciences. 2010. V. 38. p. 131–146.
13. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., 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.

И.П. Войнова**ВУЛКАНИТЫ РАЙОНА ОЗ. УДЫЛЬ: ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ОБСТАНОВКИ
ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ**

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

Озеро Удыль располагается в бассейне нижнего течения р. Амур, а развитие в его районе геологические образования входят в состав аккреционных комплексов северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Геологическое строение района сложное, характеризуется интенсивными деформациями, преобладанием тектонических границ между толщами, что отражается в дискусионности стратиграфического расчленения развитых здесь образований. На южном берегу оз. Удыль обнажаются два комплекса пород, содержащих в своем составе вулканыты – терригенно-вулканогенно-кремнистый (валанжин-готерив-баррем) и вулканогенно-терригенный (готерив-апг-альб).

Вулканыты терригенно-вулканогенно-кремнистого комплекса представлены плотными и пористыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, их лавобрекчиями. Петрографически и петрогеохимически они разделяются на 2 группы: 1) трахибазальты более щелочные ($K_2O+Na_2O=6-7.5\%$), с более высокими содержаниями K_2O (до высоко-К серии) и TiO_2 (3–4 %), на мультидиаграммах они соответствуют базальтам типа OIB, 2) базальты менее щелочные ($K_2O+Na_2O=4-5.5\%$), с более низкими содержаниями K_2O (толеитовая серия) и TiO_2 (2.5–3 %), по содержаниям REE и RE они близки к E-MORB. Для всех базальтов характерны Ta-Nb максимумы, присущие океаническим базальтам (рис. а). Дискриминационные диаграммы, из которых для примера приведена диаграмма Th-Hf/3-Nb/16 (рис. г), подтверждают соответствие базальтов первой группы океаническим базальтам типа OIB, второй – базальтам типа E-MORB, Геохимические типы источников, судя по соотношениям Th-Ta-Yb, соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм и имеют обогащенный в различной степени характер: базальты первой группы имеют большую степень обогащенности, достигающую до уровня базальтов типа OIB, второй группы – меньшую обогащенность и близки E-MORB (рис. д). Т.о. вулканыты кремнисто-вулканогенного комплекса имеют океаническое происхождение.

Вулканыты вулканогенно-терригенного комплекса представлены базальтами, андезибазальтами ($K_2O+Na_2O=1.5-6\%$). Они характеризуются низкими содержаниями $K_2O < 1\%$, $K_2O/(K_2O+Na_2O) < 0.2$, $TiO_2 \cong 1\% \pm$. Содержания Al_2O_3 повышенные с достаточно большим разбросом: $13\% < Al_2O_3 < 17\%$. На дискриминационных петро-геохимических диаграммах фигуративные точки вулканытов располагаются в полях известково-щелочных базальтов вулканических дуг и островодужных базальтов океанических дуг (рис. г). На спайдер-диаграммах содержаний REE, нормированных по хондриту, графики имеют очень небольшой минимум по Eu, отрицательный наклон с обогащением LREE в 20–70 раз. На мультидиаграммах содержаний RE, нормированных по хондриту, характерны четко выраженные, глубокие Ta-Nb минимумы, являющиеся признаком островодужных вулканытов, проявлены также минимумы по Sr, Zr, Hf (рис. б). Соотношения Th и Ta с Yb свидетельствуют об надсубдукционных известково-щелочных источниках пород, фигуративные точки преимущественно располагаются в области составов пород океанических островных дуг (рис. д). Петрогеохимические характеристики свидетельствуют об надсубдукционном происхождении вулканытов вулканогенно-терригенного

комплекса в условиях интраокеанической островной дуги, что подтверждается отсутствием в ассоциирующих терригенных породах влияния континентальных источников сноса [1]. Таким образом, в районе оз. Удиль тектонически совмещены комплексы различного генезиса: океанические (терригенно-вулканогенно-кремнистый комплекс) и островодужные (вулканогенно-терригенный комплекс).

Аккреционные образования района оз. Удиль позиционируются как самый северный сегмент Киселевско-Маноминского террейна. Сравнение удильских вулканитов кремнисто-вулканогенного комплекса с океаническими вулканитами других сегментов [2] по петрогеохимическим характеристикам не показывает их отличия, что дает возможность параллелизовать их с аккреционными образованиями остальных сегментов Киселевско-Маноминского террейна (рис. а, в-д). В то же время, в отличие от Удильского

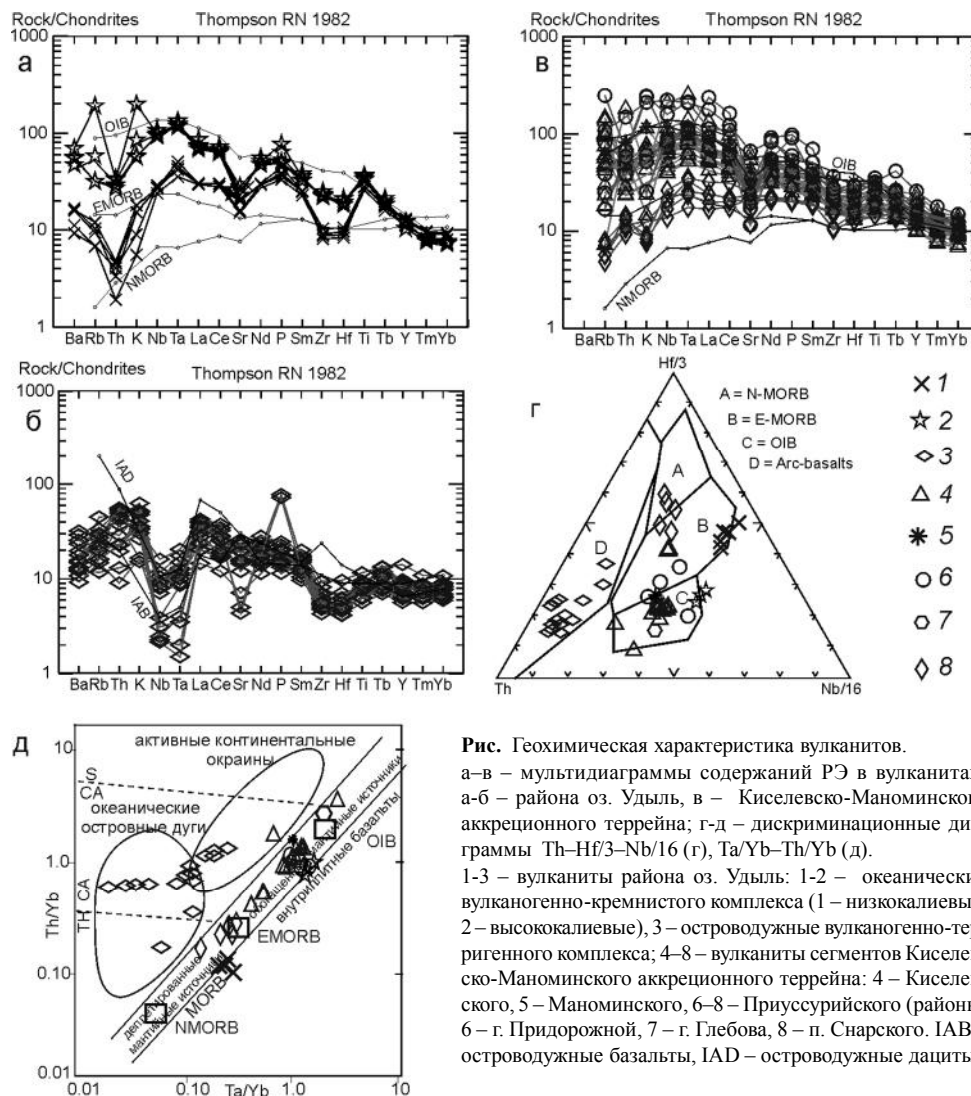


Рис. Геохимическая характеристика вулканитов. а-в – мультидиаграммы содержаний РЭ в вулканитах: а-б – района оз. Удиль, в – Киселевско-Маноминского аккреционного террейна; г-д – дискриминационные диаграммы Th-Hf/3-Nb/16 (г), Ta/Yb-Th/Yb (д). 1-3 – вулканиты района оз. Удиль: 1-2 – океанические вулканогенно-кремнистого комплекса (1 – низкокальциевые, 2 – высококальциевые), 3 – островодужные вулканогенно-терригенного комплекса; 4-8 – вулканиты сегментов Киселевско-Маноминского аккреционного террейна: 4 – Киселевского, 5 – Маноминского, 6-8 – Приуссурийского (районы: 6 – г. Придорожной, 7 – г. Глебова, 8 – п. Снарского. IAB – островодужные базальты, IAD – островодужные дациты.

сегмента, островодужные образования в других сегментах Киселевско-Маноминского террейна отсутствуют.

Вулканиды описываемых комплексов района оз. Удыль формировались на океанической плите, но в различных геодинамических условиях, кроме того со сдвигом во времени и на значительном удалении друг от друга. Для образований ближайшего Киселевского сегмента было установлено формирование во внутриплитной океанической обстановке в районе горячей точки на широте $\sim 19^\circ$ [3]. Исходя из петрогеохимического сходства базальтов, близости условий формирования в валанжин-готерив-барремское время вулканидов, представленных в вулканогенно-кремнистых комплексах районов села Киселевка и оз. Удыль, можно распространить эти данные и на район оз. Удыль. Формирование островодужных вулканидов вулканогенно-терригенной ассоциации происходило на другой широте ($\sim 33^\circ$ с.ш.) и завершилось в раннем альбе (~ 111 млн лет назад), судя по палеомагнитным и геохронологическим данным [1, 3]. Местонахождение океанических образований Киселевского (+ Удыльского) сегментов Киселевско-Маноминского террейна в это время можно предполагать примерно на широте $38-40^\circ$ с.ш. В дальнейшем в результате процессов движения океанических плит, конвергенции, а также левосторонних трансформных и постагрегационных перемещений на различные расстояния изученные океанические и островодужные комплексы были совмещены и заняли современное положение с координатами 52° с.ш., 140° в.д.

Из вышесказанного вытекает вывод о самостоятельности историй изученных двух комплексов района оз. Удыль и совместном их нахождении в результате тектонического совмещения.

Одновозрастные удыльским надсубдукционные вулканиды имеют место в Кемском террейне, но островная дуга, где они образовывались, хотя и существовала примерно на тех же широтах, но, судя по петрохимическим данным и наличию в ассоциирующих терригенных осадках континентального, в т.ч. древнего, материала, вероятно располагалась ближе к континенту [1].

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00117А) и в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

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., С.В. Зябрев С.В. Петрогеохимия и обстановки формирования вулканидов Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса (Дальний Восток Рос-сии) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 52–64.
3. 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.

И.П. Войнова

ВУЛКАНИТЫ ЗОН КОНВЕРГЕНЦИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

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 Азиатского континента и западной части Палеоазиатского океана в результате аккреционных и последующих деформационных процессов и представляет собой коллаж террейнов, сложенных образованиями океанического, окраинно-океанического и присубдукционного генезиса. Процесс активной конвергенции подразумевает смещение плит относительно друг друга либо субдукционное, либо трансформное. С субдукционными процессами связано формирование вулканитов в островных дугах, окраинно-континентальных поясах, а также в задуговых бассейнах. Т.о. активные палеоконвергентные границы, кроме аккреционных призм, сложенных фрагментами океанической плиты, также должны маркироваться вулканическими проявлениями, связанными с субдукционными процессами.

В Сихотэ-Алинском орогенном поясе наиболее широко представлены терригенно-вулканогенно-кремнистые комплексы аккреционных призм, содержащие базальты типа OIB и MORB. Вулканиты, обязанные своим происхождением субдукционному процессу, встречаются реже. Они либо являются составными частями разрезов самостоятельных островодужных террейнов (Кемский раннемеловой), либо входят в состав фрагментов аккреционных террейнов (Удильский сегмент раннемелового Киселевско-Маноминского террейна), либо включены в аккреционные призмы (позднеюрские Самаркинский и Хабаровский террейны). Кроме того островодужные вулканиты выявлены в составе сеноман-туронских вулканогенных и осадочных пород утицкой свиты амурского комплекса Журавлевско-Амурского террейна.

В составе Самаркинского и Хабаровского террейнов, представляющих собой фрагменты позднеюрской аккреционной призмы, обнаружены вулканиты, связанные с субдукционными процессами, предположительно пермского возраста [2, 3]. В Хабаровском террейне они представлены туфолавами и лавобрекчиями из меланжа, в Самаркинской террейне – лавами базальтов в ассоциации с кремнистыми образованиями. В Удильском сегменте Киселевско-Маноминского раннемелового аккреционного террейна островодужные вулканиты представлены лавами в вулканогенно-терригенной ассоциации (готерив-апт-альб) [1]. В Кемском раннемеловом островодужном террейне вулканиты ассоциируют с терригенными отложениями различной фациальной принадлежности (апт-альб) [1]. В составе амурского комплекса ранне-поздне-мелового Журавлевско-Амурского террейна островодужные вулканиты (сеноман-турон) представлены покровными лавами, мелкообломочными туфами и субвулканическими телами, ассоциирующими с плохосортированными терригенными образованиями [5].

По химическому составу, отраженному классификационной диаграммой SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, пермские вулканиты в составе позднеюрских аккреционных призм занимают особое положение – самаркинские базальты характеризуются низкими содержаниями щелочей и кремнезема (близки к пикробазальтам), хабаровские туфолавы меланжа имеют дацитовый состав. Раннемеловые удильские вулканиты – известково-щелочные базальты-андезиобазальты, кемские – преимущественно субщелочные базальты и тра-

хибазальты, максимальной щелочностью обладают щелочные утицкие трахибазальты. Содержания K_2O возрастают от толеитовых в удильских вулканитах до высококалийных в кемских и утицких, но все вулканиты относятся к натровой серии, преобладают $K_2O/(K_2O+Na_2O) < 0.2$, в том числе и в высококалийных утицких вулканитах за счет повышенных содержаний Na_2O , лишь в кемских вулканитах это отношение может подниматься до 0.55. Содержания TiO_2 низкие – преимущественно менее 1 %, содержание FeO_t скоррелированно убывает в раннемеловых лавах с ростом SiO_2 от 14 % в базальтах до 8 % в андезибазальтах, причем максимальные содержания характерны для утицких базальтов, минимальные – для кемских андезибазальтов. Пермские базальты Самаркинского террейна характеризуются пониженной железистостью (8–10 %), в дацитах Хабаровского террейна, соответственно, низкие содержания FeO_t (4–6 %), как и MgO (2–3 %), в лавах основного-среднего состава содержания MgO колеблются в пределах 5–12 %. Концентрации CaO и Al_2O_3 изменяются в широких пределах: $4 < CaO < 15$ %, $13 < Al_2O_3 < 18$ %. Спайдер-диаграммы нормированных по хондриту содержания REE и RE для всех раннемеловых базальтов и дацитов Хабаровского террейна соответствуют такому надсубдукционным вулканитов, для всех характерны отчетливые Ta-Nb минимумы, наиболее глубокие у удильских базальтов. Тренды базальтов Самаркинского террейна отличаются: графики REE сходны с эталонными NMORB, в то время как мультидиаграммы RE имеют Ta-Nb минимумы, свойственные надсубдукционным вулканитам. На тройных дискриминационных петрогеохимических диаграммах фигуративные точки вулканитов располагаются в полях известково-щелочных базальтов вулканических дуг и островодужных базальтов океанических дуг, лишь точки самаркинских базальтов на диаграмме La/10–Y/15–Nb/8 располагаются на границе полей VAB, NMORB и BABB. Соотношения Th и Ta с Yb свидетельствуют об надсубдукционных источниках пород. Таким образом, описываемые вулканиты связаны с субдукционными процессами: для пермских базальтов Самаркинского террейна можно предположить, учитывая смешанные (надсубдукционные+океанические) характеристики, формирование в задуговом бассейне, для остальных вулканитов – формирование в надсубдукционных условиях, в т.ч. и хабаровских дацитов. Удильские базальты характеризуются наименьшими содержаниями Sr и Rb и в целом наименьшей обогащенностью и формировались в условиях интраокеанической островной дуги, что подтверждается отсутствием в ассоциирующих терригенных породах влияния континентальных источников сноса. Кемские базальты характеризуются большей щелочностью и обогащенностью, повышенными содержаниями Sr и Rb, что может объясняться либо формированием их в тыловой зоне островной дуги, либо в целом большей мощностью литосферы над зоной субдукции, более приближенной континенту. Петрогеохимические характеристики утицких вулканитов (они характеризуются и самыми высокими содержаниями Sr) и геологическая ситуация проявления свидетельствуют об их формировании в субэаральных условиях вулканической дуги в надсубдукционной обстановке.

Местоположение соответствующих зон субдукции и, соответственно, островных дуг восстановлено палеомагнитными исследованиями [1]: для кемских островодужных образований установлена широта 36 ± 60 с.ш, удильских – 33 ± 50 . Т.е. они формировались на близких широтах, а также и в близкое время, судя по геохронологическим данным [1]. Но соответствующие островные дуги, вероятно, отстояли от континента на разное расстояние: в пользу более близкого к континенту положения кемской дуги свидетельствуют большая обогащенность вулканитов и наличие в терригенных осадках Кемской

дуги континентального материала, в т.ч. древнего, а в удильских осадках влияние континентальных источников сноса не обнаруживается. Удильские надсубдукционные образования (готерив-апт-альб) тектонически совмещены в Удильском сегменте Киселевско-Маноминского террейна с океаническими (валанжин-готерив-баррем) образованиями аккреционного комплекса и их нельзя объединять в сопряженную пару. Палеоширота формирования утицких образований (53.7 ± 10.80 с.ш.) свидетельствует об их автохтонном положении [4, 5].

Если описываемые надсубдукционные вулканиты раннемеловых террейнов достаточно четко проявлены и ассоциируют с соответствующими терригенными отложениями островодужных комплексов близкого возраста, то выявленные в позднеюрских Хабаровском и Самаркинском террейнах, связанные с субдукционным процессом пермские вулканиты являются тектоническими включениями в аккреционные комплексы. Обнаружение в составе Хабаровского и Самаркинского террейнов пермских вулканитов, формирование которых, вероятно, происходило в условиях, связанных с островными дугами и задуговым спредингом, свидетельствует о возможном наличии в пермское время на западе Палеоокеана конвергентной границы, подобной современной. В то же время, вопрос наличия юрских надсубдукционных вулканитов, сопряженных с позднеюрскими аккреционными призмами Хабаровского и Самаркинского террейнов, остается открытым.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

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. Вулканиты аккреционной системы Сихотэ-Алиня – архивные документы истории Западной Палеоокеана от спрединга до конвергенции // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 70–74.
4. 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.
5. 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.

**В.А. Гурьянов¹, С.А. Амелин², Ю.Ю. Юрченко³, Е.В. Нигай¹,
В.Н. Арапов², М.В. Архипов¹**

**РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО
МАССИВА: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ**

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

²Акционерное общество «Дальневосточное ПГО», Росгеология, г. Хабаровск

³ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

При изучении гранитоидного магматизма большое внимание уделяется вопросам геологической позиции, состава и хронологии его проявления, особенно в условиях контрастного тектонического режима подвижных областей земной коры. К одной из таких наиболее крупных областей развития ювенильного корообразования, протекавшего в диапазоне от неопротерозоя до раннего мезозоя включительно, относится Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП). В этом отношении типичным примером могут служить каледониды восточной части Буреинского массива (БМ) ЦАСП, где широко распространены разноформационные гранитоидные интрузивы палеозойского и раннемезозойского возраста [1, 3, 4, 5]. Важную роль в формировании ЦАСП сыграла раннемезозойская эпоха, что нашло отражение в обширном проявлении гранитоидного магматизма, геодинамические условия и возраст которого не до конца раскрыты. Нами получены новые данные по геохимии и U-Pb SHRIMP датированию пород гранитоидных массивов БМ, которые позволили определить возраст и условия развития магматизма в раннем мезозое.

Для геохронологических исследований гранитоидов Седельгинского батолита и Березовского массива было отобрано 10 проб; аналитические данные по цирконам получены на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ [7]. Установлено, что формирование гранитоидов Седельгинского и Берёзовского батолитов происходило в позднем триасе и ранней юре между 208 и 193 млн лет тому назад. Оценки возраста пород Южнобурейского батолита, относимых Н.Н. Петрук с соавторами к харинскому комплексу [4], варьируются от 212.2 ± 1.6 до 185.2 ± 3.2 млн лет (U-Pb метод по циркону) [7], что в стратиграфической шкале отвечает позднему триасу – ранней юре. Сходное геологическое положение занимают в северной части БМ близкие к ним по составу и возрасту биотитовые граниты и роговообманково-биотитовые гранодиориты Усть-Дугдинского (208 ± 6 млн лет), Индукачинского (201 ± 6 млн лет), Усть-Диканского (185 ± 1 млн лет), Талаканского (185 ± 1 млн лет) и Нижнестойбинского (218 ± 2 млн лет) массивов [5]. Ранее гранитоиды этих массивов были отнесены к тырмо-буреинскому комплексу [4, 5]. Обобщение геологических и U-Pb (SHRIMP-II, циркон) геохронологических результатов исследований позволило выделить в формировании харинского комплекса четыре фазы внедрения: 1 фаза – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 2 фаза – гранодиориты, кварцевые диориты, граниты; 3 фаза – граниты, лейкограниты; 4 фаза – умереннощелочные граниты и лейкограниты. В первом приближении их можно ограничить интервалами: 212–208, 207–202, 199–193 и 187–185 млн лет. Следует отметить, что массовому поздне триас-раннеюрскому гранитообразованию предшествовал поздне триасовый этап (235–224 млн лет [7]) сиенит-лейкогранитового (с щелочными гранитами) магматизма (алтагтинский комплекс). Нельзя не указать, что гранодиориты

и кварцевые диориты ранних фаз внедрения Седельгинского, Березовского и Южно-бурейского батолитов имеют интрузивные контакты с поздне триасовыми граносиенитами алтахтинского ($225.8 \pm 2.9 - 224.9 \pm 2.4$ млн лет) и позднепермо-раннетриасовыми гранитоидами тырмо-бурейского ($254.2 \pm 2.5 - 246.6 \pm 3.0$ млн лет) комплексов (U-Pb, циркон, ЦИИ ВСЕГЕИ [7]).

Содержание SiO_2 в гранитоидах изменяется от 56.78 до 76.66 масс % при $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ от 0.5 до 1.4. Все они относятся к мета- и перглинозёмистым породам калиево-натриевого типа щёлочности и соответствуют по своему составу породам высококалиевой известково-щелочной серии. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами биотитовые граниты и лейкограниты относятся к магнезиально-железистым образованиям, а амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты и диориты - к магнезиальным разностям ($\text{FeO}^{\text{tot}} / (\text{FeO}^{\text{tot}} + \text{MgO}) = 0.65 - 0.82$). На диаграмме $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$ их составы попадают в поле I-типов, в которых отношение молекулярного количества Al_2O_3 к сумме $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (ASI) варьируется от 0.9 до 1.06. Минеральный состав – наличие роговой обманки и сфена, умеренные концентрации K_2O и CaO в диоритах, гранодиоритах и гранитах характерен для гранитов I-типа. Величина коэффициента агапитности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.51 - 0.63$. Геохимические данные показывают, что харинские гранитоиды обладают геохимической двойственностью, которая выражается в совмещении геохимических признаков, присущих породам различных геодинамических обстановок. С одной стороны они отчетливо обогащены такими элементами как Rb, K, Th, U и Pb при относительном дефиците Nb, Ta, Y, HREE, Sr, Ba, Ti и P, что свойственно магматическим породам коллизионных зон. С другой стороны, существенное накопление U, Th, Rb и вынос Sr, P, Ba, Ti связано с разогревом и частичным плавлением средней-верхней континентальной коры при астеносферном диапиризме после прекращения субдукции [6]. Деплетированность гранитоидов в отношении Nb, Ta, Ti, P и ярко выраженный Pb-максимум сближает их с породами зон субдукции и позволяет предполагать участие в формировании родоначальных для них расплавов, обусловленных влиянием астеносферного диапира и его флюидов. Сочетание в гранитоидах харинского комплекса субдукционных (от предшествующей субдукции) и внутриплитных (от астеносферного диапира и его флюидов) геохимических характеристик является характерной особенностью трансформной окраины [6]. Магматизм трансформной окраины связан, по всей вероятности, с астеносферным диапиризмом после прекращения субдукции, как это хорошо изучено на западе США и Мексики.

Имеющиеся результаты изотопно-геохронологических исследований позволяют провести корреляцию раннемезозойского гранитоидного магматизма в пределах восточной части ЦАСП. Аналогичные по возрасту проявления гранитоидного магматизма (213–183 млн лет) известны в южной части Буреино-Цзямусинского террейна и в районе западного выклинивания складчатых структур Монголо-Охотского складчатого пояса. Геохронологические данные свидетельствуют о том, что раннемезозойский гранитоидный магматизм охватил 213–183 млн лет тому назад весь ансамбль тектонических блоков между Северо-Азиатским и Сино-Корейским кратонами. Следует отметить, что почти синхронно по времени формирования массивов харинских гранитоидов в восточной части БМ происходило заложение Буреинского и Урмийского осадочных бассейнов синдвигового растяжения, которые в позднем триасе и ранней юре (207 – 180 млн лет [1]) заполнялись терригенным и вулканогенно-терригенным материалом – турбидитами, с размывом и несогласием налегающими на позднепалеозойские гранитоиды (254–246 млн

лет). Буреинский осадочный бассейн располагается между БМ и северо-западной окраиной Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС) и в качестве краевого прогиба входит в состав пограничной системы, которая представлена краевым швом (системы сдвиговых зон Тастахского и Куканского глубинных разломов) субмеридионального простирания, краевым поднятием, Урмийским и Буреинским краевыми прогибами [1]. Эти структурные элементы могут быть индикаторами при распознавании режима трансформной континентальной окраины [2]. По всей вероятности, поздне триас-ранне-среднеюрские турбидиты краевых прогибов маркируют трансформную границу Бурей-Цзямусы-Ханка континента, которая существовала до закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна.

Важным механизмом, способствующим формированию гранитоидных массивов плитообразной формы небольшой вертикальной мощности, приуроченных к субгоризонтальным срывам в пределах БМ, могло быть влияние сдвиговой тектоники, которая является отражением косой коллизии континентальных блоков (плит) и трансформного скольжения [3]. Сдвиги могли проникать на глубинные уровни коры, вызывая проникновение астеносферного диапира и его флюидов на более высокие уровни, способствуя разогреву и началу плавления (подтоку тепла и вещества мантии) [3, 6]. А «астеносферное окно» способствовало становлению на средних-верхних горизонтах коры гранитоидов харинского комплекса.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН и, частично, в рамках Государственного задания ФГБУ «ВСЕГЕИ» от 30.12.2016 № 049-00012-17-00, выданного Федеральным агентством по недропользованию.

Литература

1. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы // Отв. ред. Г.Л. Кирилова. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана // Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Восточно-Буреинский гранитный пояс (триас). В кн. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: кн. 1. Под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 242–247.
4. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова Н.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Масштаб 1:1 000 000. Дальневосточная серия. Лист М-52 - Благовещенск. Объяснительная записка / Гл. ред. А.С. Вольский. - СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 496 с.
5. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. и др. Возраст и геохимические особенности массива раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология, 2007, Т. 26, № 5, с. 55–66.
6. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток. Дальнаука. 2000. С. 5–34.
7. <http://geochron.vsegei.ru/>.

И.М. Дербeko

**РОЛЬ СУБДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ЗАКРЫТИИ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО БАССЕЙНА.**

I. МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Говорить о роли субдукционных процессов при закрытии восточного звена Монголо-Охотского бассейна (ВЗ МООП) так же проблематично, как и о времени его окончательного закрытия. Несмотря на многолетние исследования региона, остается еще много «белых пятен» в этом вопросе, но получаемая информация часто вместо решения каких-либо задач, ставит новые.

Исходя из современного геологического строения ВЗ МООП, опираясь на имеющиеся данные о времени формирования слагающих его пород и их вещественного состава, сделана попытка реконструкции геодинамических событий, сопровождающих или продуцирующих закрытие восточного звена Монголо-Охотского бассейна, а именно - реконструкции событий, результатом которых явилось формирование МООП.

Считается, что Монголо-Охотский ороген, сформировавшийся в юрское–раннемеловое время [1], представлен коллажем фрагментов террейнов: Тукурингра-Джагдинский, Ниланский, Галамский – палеозойские, Унья-Бомский, Ланской–палеозойские–раннемезозойские, Ульбанский – раннемезозойский. Возраст террейна есть суть времени формирования слагающих его пород. Но возраст почти всех образований ВЗ МООП условен. По данным горных выработок и полевым работам автора, установлено, что в теле пояса широко развиты «просечки» серпентинитов, что говорит о наличии чешуйчато-надвиговой структуры и сложной тектонической картине строения пояса.

В пределах Тукурингра-Джагдинского террейна выделяются условно среднепалеозойские свиты (снизу вверх): алгаинская, гармаканская, теплоключевская, сложенные типичными океаническими образованиями. По геохронологическим U-Th-Pb (LA-ICP-MS) данным детритовых цирконов из этих пород [5] установлено, что верхняя возрастная граница формирования составляет: для протолита метаосадочных пород теплоключевской свиты около 243 млн лет, для гармаканской и алгаинской 175 и 192 млн лет. То есть, осадконакопление в пределах Тукурингра-Джагдинского террейна продолжалось до конца нижней юры. При этом авторы [5] считают: геохимические характеристики протолитов метаосадочных пород террейна сопоставимы с осадочными породами островных дуг и активных континентальных окраин. На северо-востоке террейна выделяются верхнекаменноугольные – нижнепермские отложения: джескогонская, нектерская, бочагорская. Для этих пород получены результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований, показавшие, что они характеризуются значениями Nd-модельного возраста, аналогичного возрасту пород теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит [6]. Следовательно, присоединение террейна должно было произойти после окончательного завершения осадконакопления – в постсреднеюрское время.

В строении Унья-Бомского террейна выделяются муяканская, нелская, курнальская и амканская свиты. В некоторых из них обнаружены фаунистические остатки верхнего триаса – нижней юры. Геохронологические U-Th-Pb исследования детритовых цирконов из метаалевролита курнальской свиты [7] подтвердили верхнюю границу времени формирования пород: разрушению подвергались образования с возрастом 195 млн лет.

А наиболее молодые дет-ритовые цирконы из метаалевролитов курнальской и амканской свит имеют возраст соответственно 207 и 212 млн лет. Следовательно, присоединение террейна должно было произойти после завершения осадконакопления – в постратетюрское время.

В строении Ниланского террейна выделяются среднепалеозойские (?), девонские, каменноугольные и пермские толщи, среди которых, наряду с преобладающими глинистыми, кремнисто-глинистыми образованиями и зеленокаменно-измененными базальтами, присутствуют горизонты турбидитов. Девонские и нижнекаменноугольные образования установлены по остаткам фораминифер, кораллов, брахиопод и криноидей, содержащихся в известняках, аналогичных широко распространенным в Монголо-Охотской провинции Центральной Азии [2]. Среди отложений верхнекаменноугольного флиша установлены единичные остатки криноидей и ангарской флоры. Полевые исследования А.И. Буханченко (1988) показали, что нижнекаменноугольные известняки образуют олистолиты, погруженные в глинистый матрикс, охарактеризованный юрскими (!) радиоляриями. Есть факты ассоциации зеленокаменно-измененных базальтов и известняков, содержащих раннепермские и позднепермские конодонты. Породы несут следы интенсивной тектонической переработки: расланцевание, метаморфизм до зеленосланцевой фации. Степень метаморфизма возрастает с востока на запад, где развиты купольные структуры. По мнению [9] террейн по возрасту слагающих пород, их вещественному составу является аналогом Тукурингра-Джагдинского террейна. Авторы [9] считают, что это разобщенные фрагменты некогда единого аккреционного комплекса.

В строении Ланского террейна выделяются турбидитовые толщи с пластами яшм, базальтов, их туфов, диабазов, известняков. Терригенные отложения содержат остатки кораллов, брахиопод, криноидей и мшанок, аналогичных тем, что широко распространены в Монголо-Охотской провинции Центральной Азии [2], а соответственно и в строении Ниланского террейна. Исследователи территории описывают наличие олистостром: олистолиты песчаников, алевролитов, известняков в алевропелитовом матриксе. Важно: вся фауна содержится в турбидитах. Учитывая сложное тектоническое строение [8] можно предположить, что Ланской террейн – это зона меланжа, которая в северо-восточной части с резким угловым несогласием перекрыта морскими толщами нижней и средней юры.

Ульбанский террейн сложен преимущественно песчаниковыми аркозовыми турбидитами ранне – среднеюрского возраста, с несогласием перекрытыми аналогичными образованиями келловейского (около 160 млн лет) возраста. Среди турбидитов присутствуют горизонты океанических кремнистых пород и вулканитов основного состава. Олистолиты, заключенные в турбидитовом матриксе, представлены преимущественно кембрийско-нижнеордовикскими известняками и кремнисто-терригенными породами с прослоями вулканитов основного состава.

Согласно изложенному фактическому материалу осадконакопление во всех террейнах восточного звена МООП прекратилось в средней юре. А в конце поздней юры – раннем мелу в обрамлении МООП и на его восточном окончании уже формируются континентальные вулканоплутонические комплексы, с характеристиками пород, сопоставимых надсубдукционным образованиям [3]. Отсюда следует, что «скучивание» такого количества террейнов в относительно короткий промежуток времени маловероятно. Что ставит под сомнение теорию террейнового строения ВЗ МООП.

На геофизическом профиле [11] читается, что в строении пояса образования пикан-

ского комплекса выполняют как борта, так и (возможно) его основание. Породы этого комплекса по своим вещественным характеристикам представляют офиолитовую ассоциацию, формировавшуюся в интервале средний ордовик – граница силур-девон [10].

Заключение

Основанием Монголо-Охотского бассейна является палеозойская (нижняя граница - средний ордовик) океаническая кора. А накопление осадков продолжалось до конца нижней юры. По мере закрытия бассейна с запада на восток происходило смещение времени осадконакопления, которое на востоке завершилось в средней юре. А сложная тектоническая обстановка, созданная сближением двух кратонов – Сибирским и Северо-Китайским, явилась причиной образования чешуйчато-надвигово строения пояса с протрузивным выведением на поверхность основания пояса - пиканского комплекса.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И. Ханчук). Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Грацианова Р.Т., Шишкина Г.Р. Особенности палеобиогеографии материков и морей девона (по данным изучения брахиопод) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты биофауны. М.: Наука, 1982. С. 27–45.
3. Дербек И.М. Магматизм, как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса // Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2018. Т. 1. С. 142–146.
4. Заика В.А., Сорокин А.А. и др. Геохимические особенности и источники метаседи-ментации западной части Тукурингского террейна Монгольско-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 38–58.
5. Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П. Источники и области сноса верхнепалеозойских метаосадочных пород Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1331–1338
6. Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П. и др. Возраст и источники нижнепалеозойских метаосадочных пород Унья-Бомского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Th-Pb геохронологических (La-ICP-MS) и Sm-Nd изотопных исследований // Доклады АН. 2019. Т. 484. № 4. С. (в печати).
7. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука. 1979. 113 с.
8. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса. // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
9. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 3–21
10. Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н.. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 667–682.

И.М. Дербeko

**РОЛЬ СУБДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ЗАКРЫТИИ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО БАССЕЙНА.**

II. ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Геодинамические процессы, сопровождающие формирование восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса (ВЗ МООП) восстанавливаются по фрагментам тектонических событий и вещественному составу пород, сохранившихся до настоящего времени. Предположения о субдукционных процессах в этом регионе высказывались и ранее. Позднекаменноугольная двусторонняя субдукция под Северо-Азиатский кратон и Аргунский супертеррейн предполагалась [14]. По мнению [1, 7] раннепермская субдукция происходила под Аргуно-Мамынский массив (Аргунский супертеррейн), а в мезозое под Северо-Азиатский кратон.

Распространено мнение, что встречное движение двух геологических объектов: Сибирского и Северо-Китайского кратонов должно сопровождаться формированием магматических комплексов коллизионного типа. Согласно имеющимся геохронологическим, петро- и геохимическим данным в обрамлении восточного звена МООП выделяются следующие магматические этапы [2]: конец юры – ранний мел (147–138 млн лет) и ранний мел (140–122 млн лет) - становление известково-щелочных магматических комплексов, которым предшествовал адакитовый комплекс. По геохимическим характеристикам эти породы сопоставимы с надсубдукционными образованиями. Предполагается, что их становление связано с субдукцией океанических образований Монголо-Охотского бассейна под континентальные окраины Аргунского супертеррейна и южного обрамления Сибирского кратона [3]. Вероятность такого процесса подтверждают данные геофизических исследований [6, 8]. Авторами сделан анализ комплекса геолого-геофизических данных с учетом палинспастических реконструкций и составлена «наиболее вероятная палеогеодинамическая модель формирования литосферы МООП». На разрезе в зоне МООП и его обрамления четко прослеживается падение пород пояса под образования Аргунского супертеррейна в южном направлении и под образования южного обрамления Сибирского кратона на севере. Подтверждающим признаком этих событий является широкое развитие в структурах самого пояса просечек серпентинитов различной мощности. Следующим этапом эволюции ВЗ МООП отмечен изменением надсубдукционного магматизма, формированием пород бимодальных вулканоплутонических комплексов, становление которых происходило в интервале 119–97 млн лет и сопровождало окончательное формирование пояса [9]. Но уже в начале позднего мела (94 млн лет назад) контрастный магматизм сменился на внутриплитный: формируется комплекс трахиандезитов – абсарокитов [5].

Как известно, вдоль МООП с запада на восток происходило омоложение пород, сопровождающих закрытие одноименного бассейна. Фактически пояс представляет единое геологическое тело и процессы, обуславливающие его эволюцию должны быть едины. Поэтому стоит обратить внимание на эволюцию западного звена пояса. В работе [10] установлено, что субдукционные процессы в Монголо-Охотском бассейне начались в девоне и большинство магматических пород его западного звена образовались, сопровождая различные режимы субдукции. Согласно исследованиям [10] существуют четкие геохимические свидетельства, подтверждающие субдукционный процесс, в

результате которого формировались породы, слагающие западное звено МООП. Образование пояса демонстрирует геохимическое родство породам, типичным для активных континентальных окраин, развивающимся над субдукционной зоной. И только базальтоиды, чье становление произошло в конце раннего мела, сопоставимы с типичными внутриплитными образованиями, а их появление отражает окончательное закрытие Монголо-Охотского бассейна. Авторы считают: геологические, геохронологические и геохимические особенности позднепалеозойских - мезозойских магматических комплексов Сибирского кратона, развитых в северном обрамлении западного звена МООП, являются продуктом субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под краевую часть Сибирского кратона [10].

Южное обрамление западного звена МООП, непосредственно на продолжении нашей территории, в последние годы интенсивно изучается исследователями КНР. По мнению [13], в пределах восточного окончания западного звена МООП субдукционный режим охватывал период от поздней перми до раннего мела. В основном же авторы [11–13, 15, 16] единодушны в том, что начиная с раннего триаса (246 млн лет) до поздней юры происходили субдукционные процессы под северное окончание Аргунского супертеррейна. Ими фиксируется до пяти стадий раннемезозойского магматизма: средний триас (~ 237 млн лет), поздний триас (~ 225 млн лет), ранняя юра (~ 178 млн лет), средняя юра (~ 168 млн лет) и ранний мел (~ 130 млн лет). Геохимические характеристики гранитоидов среднего триаса – ранней юры указывает на то, что они формировались на активной континентальной окраине, связанной с южной субдукцией океанической коры Монголо-Охотского океана. Позднемезозойский этап рассмотрен в работе [13.] Согласно геохронологическому датированию и вещественному составу пород позднеюрские - раннемеловые магматические события пережили четыре стадии. На первом (155 млн лет назад) формируются породы, чья геохимическая характеристика позволяет сопоставить их с адакитами. В обрамлении восточного звена адакитовый магматизм отмечен в более поздний этап: 147–138 млн лет [2, 3]. По мнению [13], адакитовый магматизм сменился преимущественно известково-щелочной, который продолжался в этом регионе до 126 млн лет, тогда как на востоке он закончился 122 млн лет назад. Все эти события исследователи связывают с процессами субдукции [14]. Завершающие магматические события (126 млн лет) отмечены формированием высокофракционированных гранитов А-типа и основных пород, сопоставимых с контрастными комплексами восточного звена МООП. Они и явились репером окончательного закрытия в этом регионе Монголо-Охотского бассейна.

В эволюции МООП субдукционные процессы сыграли определяющую роль. Они сопровождали закрытие Монголо-Охотского бассейна с начальной фазы формирования орогенного пояса. Можно предположить, что вдоль всего МООП происходили синхронные процессы, фиксирующиеся становлением разновозрастных магматических комплексов. Вдоль северного обрамления восточного звена пояса их распространение обрывается на западе структурой Селенгино-Станового супертеррейна (ССС). Его северная граница представлена зоной Джелтулакского разлома, где широко развиты милонитизированные породы различного возраста. На юге СССР граничит с МООП. Вдоль этой границы выделяется зона тектонического меланжа, сложенная метапородами раннего докембрия - мезозоя [4]. Так как магматические процессы в северном и южном обрамлении МООП, связанные с закрытием Монголо-Охотского бассейна, происходили синхронно, а положение СССР на тот момент не соответствовало современному, то отсутствие надсубдукционных образований на западе в северном обрамлении восточного

звена МООП можно объяснить тектоническими событиями, обусловленными коллизионными процессами, происходившими между Индийской и Евразийской плитами [4].

Заключение. Согласно изложенному материалу, судуция океанической коры Монголо-Охотского бассейна, начавшаяся на западе в девоне, завершилась на востоке в раннем мелу. Естественно, что встречное движение двух геологических объектов – Сибирского и Северо-Китайского кратонов, провоцирующих субдукционные процессы в регионе, на определенном этапе завершалось и сменилось на коллизионный этап, которому и соответствует становление бимодальных комплексов. А завершился магматический цикл в обрамлении МООП формированием вулканических комплексов основного состава внутриплитного типа.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
2. Дербек И.М. Магматизм, как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса // Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 142–146.
3. Дербек И.М. Роль субдукционных процессов в эволюции восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ: издательство Бурятского университета. 2018. С.с. 147–149.
4. Дербек. Влияние взаимозависимых структур на постмезозойскую эволюцию восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса. Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2019. Т. 1. С.с. 181–185.
5. Дербек И.М., Маркевич В.С. Позднемеловой субщелочной вулканизм южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Естественные и технические науки. 2013. № 2 (64). С. 135–143.
6. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.
7. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т.18. №5. С.24-43.
8. Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н.. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 3. С. 667–682.
9. Derbeko I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. In: Updates in volcanology - A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. Rijeka, Croatia: InTech. 2012. P. 99–124.
10. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. et al. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.
11. Li Y., Xu W.-L., Wang F et al. Triassic volcanism along the eastern margin of the Xing'an Massif, NE China: Constraints on the spatial-temporal extent of the Mongol-Okhotsk tectonic regime // Gondwana Research. 2017. V. 48. P. 205–223.
12. Li Y., Xu W.-L., Wang F et al. Geochronology and geochemistry of late Paleozoic–early Mesozoic igneous rocks of the Erguna Massif, NE China: Implications for the early evolution of the Mongol-Okhotsk tectonic regime // J. of Asian Earth Sciences. 2017. V. 144. P. 205–224
13. Liu C., Zhou Z., Tang Y. et al. Geochronology and tectonic settings of Late Jurassic – Early Cretaceous intrusive rocks in the Ulanhot region, central and southern Da Xingan Range // Geological Magazine. 2017. V. 154. №5. P. 923–945.
14. Sengor A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press. 1996. P. 486–640.
15. Tang J., Xu W.-L., Wang F et al. Mesozoic southward subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic plate: Evidence from geochronology and geochemistry of Early Mesozoic intrusive rocks in the Erguna Massif, NE China // Gondwana Research. 2016. V. 31. P. 218–240
16. Wang W., Tang J., Liang W.-L. et al. Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: Petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk suture belt // Lithos. 2015. 218–219. P. 73–86.

**А.Н. Диденко^{1,3}, Ш. Ото² (Shigeru Otoh), А.В. Кудымов¹,
А.Ю. Песков¹, М.В. Архипов¹, Ю. Мияке² (Yuko Miyake)**

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ХАБАРОВСКОГО,
САМАРКИНСКОГО И ЖУРАВЛЕВСКО-АМУРСКОГО ТЕРРЕЙНОВ СИХОТЭ-
АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА**

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

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

³ФГБУН Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск

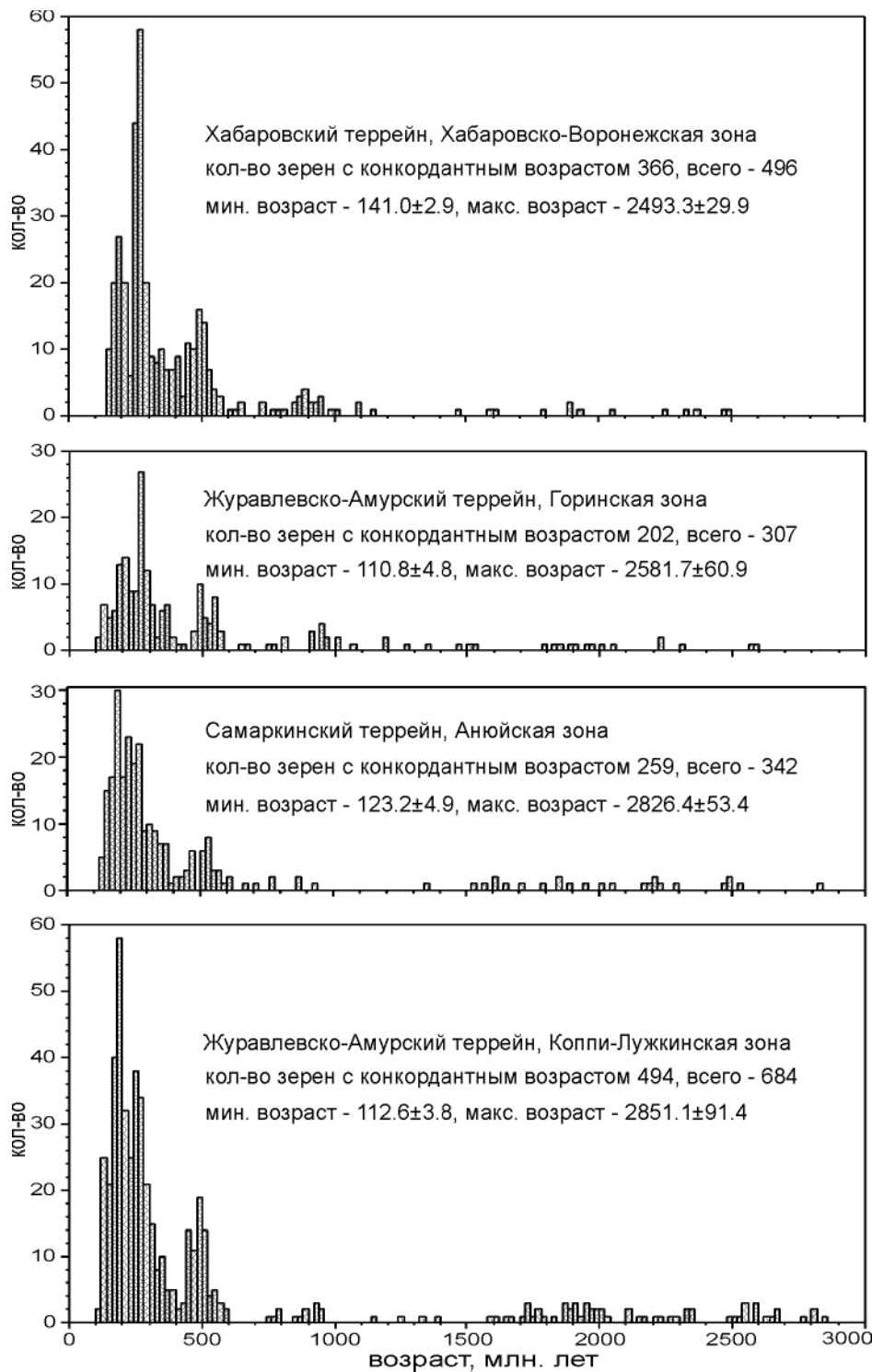
В конце 80-х – начале 90-х годов прошлого столетия для ряда геологических структур северо-восточной окраины Евразии были получены геолого-структурные и биостратиграфические доказательства их аккреционной (террейновой) природы, в том числе и для ее Сихотэ-Алинской части [6, 8, 5 и др.]. В пределах последней выделяются террейны [1], выполненные в основном: 1) юрскими фрагментами аккреционных призм (Баджалский, Наданьхада-Бикинский, Самаркинский, Хабаровский) и приконтинентального турбидитового бассейна (Ульбанский); 2) раннемеловыми фрагментами аккреционных призм (Киселевско-Маноминский, Таухинский), синсдвигового турбидитового бассейна (Журавлевско-Амурский) и островодужной системы (Кемский). Возраст этих сложнодислоцированных аккретированных к континентальной окраине комплексов основан, в значительной степени, на биостратиграфических, в том числе и на радиоляриевых, данных, и определяется некоторыми исследователями не однозначно [3, 4]. Для возможного ответа на дискуссионные вопросы о возрасте аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня, а также их дифференциации на основе определения источников сноса терригенного материала нами была разработана программа по геохронологическому изучению детритовых цирконов из осадочных пород региона.

В настоящем сообщении представлены первые данные этого изучения по 20 пробам, отобраным в пределах 4 структурно-формационных зон: Хабаровско-Воронежской Хабаровского террейна, Горинской Журавлевско-Амурского террейна, Анюйской Самаркинского террейна и Коппи-Лужкинской Журавлевско-Амурского террейна по «профилю» Хабаровск - Комсомольск-на-Амуре - Лидога - Ванино. Пробоподготовка и геохронологический анализ цирконов проводился на базе университета г. Тояма (Япония) по стандартным методикам [10, 11], обработка данных проводилась с использованием программного обеспечения Isoplot [12, 9].

Гистограммы распределений возраста детритовых цирконов из 4 зон с указанием количества исследованных зерен, в том числе и с конкордантным возрастом, минимальный и максимальный их возраст представлены на рис. 1. Основная масса цирконов имеет палеозойский возраст; цирконы с докембрийским возрастом составляют от 13 до 22 % в выборках. Единственное, что сейчас можно отметить, это наличие в осадках Анюйской зоны Самаркинского террейна и Коппи-Лужкинской зоны Журавлевско-Амурского – архейских цирконов с возрастом более 2.8 Ga, тогда как в осадках двух других зон их нет.

Гистограммы (рис.) и рассчитанные по ним зависимости плотности вероятности

Рис. Гистограммы распределения возраста изученных детритовых цирконов Хабаровского, Самаркинского и Журавлевско-Амурского террейнов.



возраста палеозойских и мезозойских цирконов позволили выделить следующие интервалы относительных максимумов (Ma): 1) Хабаровско-Воронежская зона Хабаровского террейна – 140–155, 168–201, 240–285, 475–515; 2) Горинская зона Журавлевско-Амурского террейна – 112–150, 182–218, 255–290, 345–385, 478–506, 518–528, 540–550; Анюйская зона Самаркинского террейна – 170–200, 235–266, 452–480, 506–536; Коппи-Лужкинская зона Журавлевско-Амурского террейна – 115–150, 173–195, 246–272, 455–472, 487–506.

Полученные данные о возрасте детритовых цирконов позволили заключить:

1) самые молодые цирконы альбского возраста обнаружены в осадочных породах Горинской и Коппи-Лужкинской зон, что согласуется с объединением этих двух зон в единый Журавлевско-Амурский террейн, деформированный к концу раннего мела в гигантскую с вертикальным шарниром складку [7];

2) в осадках Самаркинского и восточной части Журавлевско-Амурского террейнов присутствуют архейские цирконы с возрастом > 2.8 Ga, источником которых являются, вероятно, граниты Северо-Китайского кратона. В осадках Хабаровского и Горинской зоны Журавлевско-Амурского террейнов возраст самых древних цирконов существенно моложе – около 2.5 Ga (рис.);

3) в берриас-валанжинских горинской и пионерской свитах [2] Горинской зоны Журавлевско-Амурского террейна найдены цирконы с существенно более молодым возрастом (111–135 Ma), что требует ревизии возраста вышеуказанных свит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00117)

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. В 2 кн. 981 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 1000000. Лист М-53 (3-е поколение). Серия Дальневосточная. Хабаровск: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
3. Зябрев С.В. О биостратиграфии аккреционных комплексов Дальнего Востока (критический обзор нескольких статей) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 105–112.
4. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Ответ на критическую статью С.В. Зябрева “О биостратиграфии аккреционных комплексов Дальнего Востока (критический обзор нескольких статей)” // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 1. С. 103–106.
5. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. Т. 20. № 5. С. 3–23.
6. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга Российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоок. геология. 1988. Т. 17. № 3. С. 3–13.
7. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // ДАН. 2004. Т. 394. № 6. С. 791–795.
8. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое / Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 56 с.
9. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities / *Tectonics of Sed. Basins: Recent Advances*. Ed. C. Busby, A. Azor. Blackwell Publishing Ltd. 2012. P. 47–62.
10. Kawagoe, Y., S. Sano, Y. Orihashi, H. Obara, Y. Kouchi and S. Otoh. New detrital zircon age data from the Tetori Group in the Mana and Itoshiro areas of Fukui Prefecture, Central Japan // *Memoir of the Fukui Prefectural Dinosaur Museum*. 2012. V. 11. P. 1–18.
11. Kouchi, Y., Y. Orihashi, H. Obara, T. Fujimoto, Y. Haruta and K. Yamamoto. Zircon U-Pb dating by 213 nm Nd: YAG laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry: optimization of the analytical condition to use NIST SRM 610 for Pb/U fractionation correction // *Chikyukagaku (Geochemistry)*. 2015. V. 49. P. 19–35.
12. Ludwig K.R. User’s manual for Isoplot 3.75: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication No. 5. Berkeley Geochronology Center. 2012. 75 p.

В.А. Заика, А.А. Сорокин

**ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (LA-ICP-MS)
ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД
МАЛОТЫНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МОНГОЛО-
ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из крупнейших структурных элементов Азии. Несмотря на пристальное внимание ученых к истории его формирования, многие вопросы его эволюции ещё не решены. До настоящего времени наиболее дискуссионными являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

Одним из источников информации, позволяющей внести определенный вклад в решение этого вопроса, являются сведения о возрасте, источниках сноса и тектонических условиях накопления терригенных пород мезозойских осадочных бассейнов, расположенных в пределах континентальных структур обрамления северной части Монголо-Охотского пояса и непосредственно сопряженных с этим поясом. В этой связи были проведены исследования нижнемеловых терригенных отложений, выполняющих Малотындинскую впадину, которая вытянута в субширотном направлении вдоль границы между южной окраиной Джугджуро-Станового супертеррейна и Тукурингрским террейном восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса.

В строении малотындинской впадины выделяют следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх). Среднеюрская дессовская свита, верхнеюрско-нижнемеловая стрелкинской свита и нижнемеловая малотындинская серия [5]. Дессовская свита сложена филлитизированными алевролитами с прослоями метапесчаников, метааргиллитов, линзами конгломератов, углистых сланцев среднеюрской дессовской свиты мощностью до 1120 м [4, 5]. В метаалевролитах обнаружены *Mytilocerasmus ambiguus* (Eichw.), *M. cf. formosolus* (Vor.) Sey, *M. cf. ussuriensis* (Vor.) Sey, *M. cf. lucifer* (Eichw.), *M. cf. jurensis* (Kosch.) аален-байосского возраста [5]. С размывом залегают на дессовской свите валунно-галечные конгломераты, содержащие прослой полимиктовых и аркозовых метапесчаников, гравелитов, углистых метаалевролитов вехнеюрской-нижнемеловой холоджиканской (по [1, 2] или стрелкинской (по [4, 5]) свиты. В Малотындинской впадине мощность холоджиканской свиты превышает 1500 м, она содержит многочисленные растительные остатки, среди которых присутствуют юрские *Raphaelia cf. diamensis* Sew. По присутствию хвощей *Equisetites tschetschumensis* Vas., характерных для чечумского горизонта Ленского бассейна, возраст верхов свиты сужается до титонского яруса поздней юры [5]. Нижнемеловая малотындинская серия сложена валунно-галечными и галечными конгломератами с прослоями крупнозернистых песчаников мощностью 2500 м. Эти отложения содержат остатки ископаемой флоры *Ginkgo sibirica* Heer, *Podosamites lanceolatus* L. et H., *Pituophyllum nordenskioldia* (Heer) [5].

В ходе U-Th-Pb геохронологических исследований для детритовых цирконов из песчаника (обр. R-19) малотындинской серии Малотындинской впадины, были проанализированы 127 зерен детритовых цирконов, конкордантные оценки возраста получены для 82 зерен в интервалах 162–194, 223–233, 331–347, 1770–1998 и 2480–2648 млн лет. Наиболее отчетливые пики на кривой относительной вероятности возрастов соответ-

ствуют значениям 171, 230, 343 и 1873 млн лет.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что:

1) наиболее молодые цирконы из песчаника (обр. R-19) имеют средне-позднеюрский возраст, что определяет нижнюю возрастную границу осадконакопления;

2) наиболее молодые палеоокеанические комплексы Монголо-Охотского пояса имеют ранне- или среднеюрский возраст [3], следовательно, Малотындинская впадина, в породах которой присутствуют средне-позднеюрские цирконы, начала формироваться после завершения орогенических процессов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-35-00002-мол-а).

Литература

1. Вольский А.С., Афанасов М.Н., Годзевич Б.Л., Ельянов А.А., Кастрыкина В.М., Кастрыкин Ю.П. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500 000. Лист N-51-Б. Под ред. Л.П. Карсакова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
2. Годзевич Б.Л. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500 000. Лист N-52-А. Под ред. Л.П. Карсакова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
3. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.
4. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
5. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

В.А. Заика, А.А. Сорокин

**ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ
МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕЛЕМДЖИНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-
ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Монголо-Охотский складчатый пояс – один из крупнейших структурных элементов Азии. Однако, несмотря на пристальное внимание ученых к истории его формирования, многие вопросы его эволюции ещё не решены. Наиболее дискуссионными являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

В данном сообщении представлены результаты U-Th-Pb геохронологических исследований палеозойских метаосадочных пород Селемджинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса, которые позволяют уточнить некоторые аспекты этапов формирования этого пояса.

Селемджинский террейн вытянут в субширотном направлении почти на 120 км при максимальной ширине 15–20 км. На севере по зоне Тугурского разлома граничит с Токурским террейном. По зоне Южно-Тукурингского разлома с юго-запада граничит с Буреинским массивом и с юго-востока с зоной Пауканского глубинного разлома и Софийским куполом. В его строении (снизу вверх) выделяются [3]: условно нижнекаменноугольная афанасьевская свита мощностью более 1200 м (мусковит-кварц-альбитовые, биотит-мусковит-кварц-альбитовые, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы); условно нижнекаменноугольная талыминская свита мощностью 1600 м (метапесчаники, метаалевролиты, глинистые сланцы, зеленые сланцы, кварциты, мраморизованные известняки); условно среднекаменноугольная златоустовская свита мощностью 2100 м (глинистые сланцы, рассланцованные метапесчаники и метаалевролиты, зеленые сланцы, метабазалты, микрокварциты, мраморизованные известняки), представления о среднекаменноугольном возрасте свиты основываются на споро-пыльцевом комплексе, характерном для визейского-московского веков [1, 3]; условно среднекаменноугольная сагурская свита мощностью более 1200 м согласно перекрывает златоустовскую (филлитизированные глинистые сланцы, рассланцованные метапесчаники, кварц-серицитовые и эпидот-актинолит-альбитовые сланцы). Породы указанных стратиграфических подразделений неравномерно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации [1, 3].

Единого мнения по поводу возраста, взаимоотношений друг с другом и даже ареалов распространения свит нет. Последнее обстоятельство чрезвычайно затрудняет их изучение.

Мы провели U-Th-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из метаалевролитов (обр. V-18), отобранных из коренного обнажения в приустьевой части руч. Курумкан (левый приток р. Бол. Эльга), в контуре златоустовской (по [1]) или талыминской (по [3]) свиты.

Выделение циркона проведено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с помощью тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте www.laserchron.org. При построении гистограмм и кри-

вых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов использованы только конкордантные оценки возраста ("Concordia Age"), рассчитанные с использованием программного пакета Isoplot v. 4.15 [4].

Из метаалевролитов (обр. V-18) златоустовской (по [1]) или талыминской (по [3]) свиты были проанализированы 126 зерен детритовых цирконов, из которых для 95 получены конкордантные оценки возрастов. Они находятся в интервалах 298–395, 563–862, 1836–2492, 2503–2645 млн лет, пики на кривой вероятности возрастов соответствуют значениям 309, 338, 392, 1873, 1992, 2509, 2618 млн лет, присутствуют два зерна с конкордантными оценками возраста 491, 499 млн лет и одно мезопротерозойское зерно с конкордантной оценкой возраста 1450 млн лет. Наиболее молодое зерно циркона имеет возраст 298+3 млн лет.

Полученные результаты исследований свидетельствуют о следующем.

1. Наиболее молодые цирконы в исследованных метаалевролитах имеют возраст, соответствующий границе позднего карбона и ранней перми (298+3 млн лет), что является нижней границей осадконакопления. Это расходится с представлениями о позднекаменноугольном (по [3]) или раннекаменноугольном (по [1]) возрасте этих пород. В любом случае, возраст выделяемых в пределах Селемджинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса стратиграфических подразделений и/или схема их расчленения требуют уточнения.

2. Значительное количество раннедокембрийских цирконов в исследованных метаалевролитах златоустовской (по [1]) или талыминской (по [3]) свиты указывает на то, что главным источником обломочного материала являлась южная окраина Северо-Азиатского кратона. Здесь широко представлены неоархейские породы станового комплекса, протолиты которых имеют возраст 2.6–2.9 млрд лет, а также неоархейские и палеопротерозойские интрузии, претерпевших структурно-метаморфические преобразования на рубежах 2.6 и 1.9 млрд лет (см. обзор в [2]).

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант №18-17-00002).

Литература

1. Агафоненко С.Г., Сережников А.И., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Лист N-53-XXVI (Златоустовск) // Ред. А.В. Махнин. СПб: ВСЕГЕИ. 2002.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларинч А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L., Ярмолюк В.В., Хераскова Т.Н. Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3–16.
3. Забродин В. Ю., Бородин А. М., Гурьянов В. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-53 (Шантарские острова). Дальневосточная серия // Ред. Г.В. Роганов. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 2007. 448 с.
4. Ludwig, K. Isoplot 3.6: Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. № 4. 77 pp.

П.С. Зимин

**СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ ПО
МАГНИТНЫМ ДАННЫМ**

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

Континентальный склон восточного Приморья обрамляет северо-западную часть Японского моря и протягивается от мыса Поворотного до пос. Терней.

Наиболее полно строение материкового склона отражено в работе Васильковский и др. [1]. Основой (фундаментом) Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня является собранный в складки северо-восточного простирания палеозойско-мезозойский эвгеосинклинальный комплекс, чехол же образован меловыми и третичными отложениями геосинклинально-орогенного комплекса. Отложения чехла залегают на фундаменте с резким угловым несогласием. Нижняя его часть представлена нижнемеловыми прибрежно-морскими отложениями таухинской (берриас) и ключевской (валанжин) свит, от готтеривского до барремского возраста. Верхний мел залегают несогласно и начинается туфогенно-угленосной петрозувеской свитой (сеноман-турон?), выше которой следует толща субаэральных эффузивов и туфов среднего и кислого состава ольгинской серии (сенон-дат). К палеогену относятся богопольская-кислых эффузивов, суворовская – преимущественно основных эффузивов, брусилоская – кислых эффузивов, а к неогену-миоценовая сандуганская базальт-андезитово-дацитовая свита и верхнемиоценово-плиоценовые туфогенно-осадочные образования, завершаемые покровами базальтов, андезитов-базальтов и андезитов. С эффузивами обычно связаны субвулканические породы, вместе с которыми они слагают ряд вулкано-тектонических структур, иногда типа древних кальдер.

Все плутонические породы Прибрежного антиклинория иногда объединяют в Приморскую серию гранитов, близкую к гранитам бачелазской серии по химическому составу, но отличающихся от них высокой магнитной восприимчивостью.

Гидромагнитными исследованиями при создании карты аномального магнитного поля Японского [2,3] охвачена большая площадь восточного континентального склона Приморья. Кондиционная карта получена до широты 45°, площадь севернее в настоящий момент интенсивно изучается в новых рейсах, проводимых ТОИ ДВО РАН. Для определения объектов продолжающихся с континента в район склона построена карта, объединяющая работы, выполненные на континенте и по континентальному склону.

Имеющиеся данные на обработанную площадь позволяют говорить о единообразии строения районов, прилегающих к побережью и континентальному склону, т.к. мы наблюдаем продолжение отдельных вулкано-тектонических структур в область континентального склона. Наиболее информативно магнитные методы выделяют породы, имеющие высокие значения намагниченности и магнитной восприимчивости, в нашем случае – это эффузивы основного состава – базальты, андезитобазальты, магматические породы среднего состава – диориты и гранитоиды приморской серии. Следует отметить, что в основании континентального склона магнитные аномалии возможно связаны с заполнением магмой основного состава расколов коры при возникновении континентального рифта, в отдельных случаях с вулканическими постройками иногда под осадочным чехлом. Магнитоактивные тела континентального склона не имеют

продолжения в основание Центральной котловины.

Мировые карты магнитного поля EMAG2, EMAG3 совершенно не отражают реальную ситуацию на указанную площадь. Очевидно, что данные использованные при их построении, очень старые или использованы некорректно.

Литература

1. Васильковский Н.П., Безверхний В.Л., Деркачев А.Н., Евланов Ю.Б., Карп Б.Я., Коновалов Ю.И., Марков Ю.Д., Пискунов Б.И., Строев П.А., Филатьев В.П., Хведчук И.И., Шевалдин Ю.В. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М., «Наука». 1978. С. 264
2. Зимин П.С. Аномальное магнитное поле и природа магнитоактивного слоя северо-западной части Японского моря. Дисс. соиск. к.г.-м.н. Владивосток. 2002. 133с.
3. Geology and Geophysics of the Japan Sea. Ed. By Isezaki N. et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 488 p.

Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов

**ГЛУБИННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ЗОН
ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ**

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

Проведена комплексная обработка и интерпретация данных ГСЗ, гравиметрии, магнитометрии и МТЗ вдоль геотрансекта г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная. На основе полученной информации проанализирована связь неоднородностей литосферы с положением террейнов и металлогенических зон.

С запада на восток профиль пересекает крупные тектонические структуры: Ханкайский супертеррейн (ХС) с наложенным позднепалеозойским Малиновско-Муравьевским вулканогенным поясом, Сихотэ-Алинский орогенный пояс (Самаркинский, Журавлево-Амурский, Таухинский террейны) с наложенным позднемезозойским-кайнозойским Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом (ВСАВП).

Металлогенические зоны (МЗ) Приморья (Ханкайская (ХМЗ), Лужкинская (ЛМЗ), Центральная (ЦМЗ), Таухинская (ТМЗ) по [6]) конформны террейнам и вытянуты в северо-восточном направлении. С запада на восток зафиксирована последовательная смена редкометалльно-полиметаллического с Fe и Sn оруденения ХМЗ на порфиоровые Cu-Mo с Au и Ag, Mo с W, Sn, Bi, до W с Mo, Be оруденения в ЦМЗ. Оловянные с W оруденения ЛМЗ меняются на полиметаллическое, боросиликатное, касситерит-сульфидное оруденением Таухинской металлогенической зоны.

Цель работы – изучение взаимосвязи известных тектонических структур [1] и соответствующих им металлогенических зон на глубине.

Методика работ заключалась в создании своей модели для каждого геофизического метода, далее анализировались особенности выраженности известных тектонических объектов и соответствующих им металлогенических зон в неоднородностях литосферы. Результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ) из [4], результаты глубинного сейсмозондирования из [2], в редакции авторов; положения глубинных разломов из [3]. Основным инструментом обработки информации гравитационного и магнитного полей – компьютерная технология «КОСКАД 3D» [5].

Результаты работ. Скоростная модель ограничивается глубиной 45 км. В разрезе выделено четыре скоростные границы: первая – это осадочный не литифицированный слой – менее 5.5 км/сек; второй – осадочный литифицированный – 5.5–6 км/сек; третий – «гранитно-метаморфический» – 6–7 км/сек; «базитовый» – 7–8 км/сек. Границы террейнов, выделенных по геологическим данным, в скоростных разрезах просматриваются в морфологии только осадочного слоя. На более глубинных горизонтах наблюдается закономерное уменьшение мощности осадочно-метаморфического и подъем «базитового» слоя в сторону побережья. Разрывными нарушениями в пространстве между глубинными разломами 1 (Яковлевским) и 2 (Прибрежным), подчеркивается «грибообразная» структура. В западной части, где имеется широкий спектр разнообразного оруденения, преобладают мощная земная кора и северо-западные разломы, в восточной – сокращенная мощность коры, северо-восточные разломы и более узкий спектр оруденения.

Плотностные неоднородности лучше отражают взаимоотношение основных тектонических структур. Коровые образования Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского

орогенного пояса (САОП) образуют синклираль, с более пологим западным бортом (ХС) и более крутым восточным (САОП), где максимальная мощность образований до 70 км характерна для Самаркинского террейна

Фундаментом ее в пределах ХС являются слоистые структуры литосферной

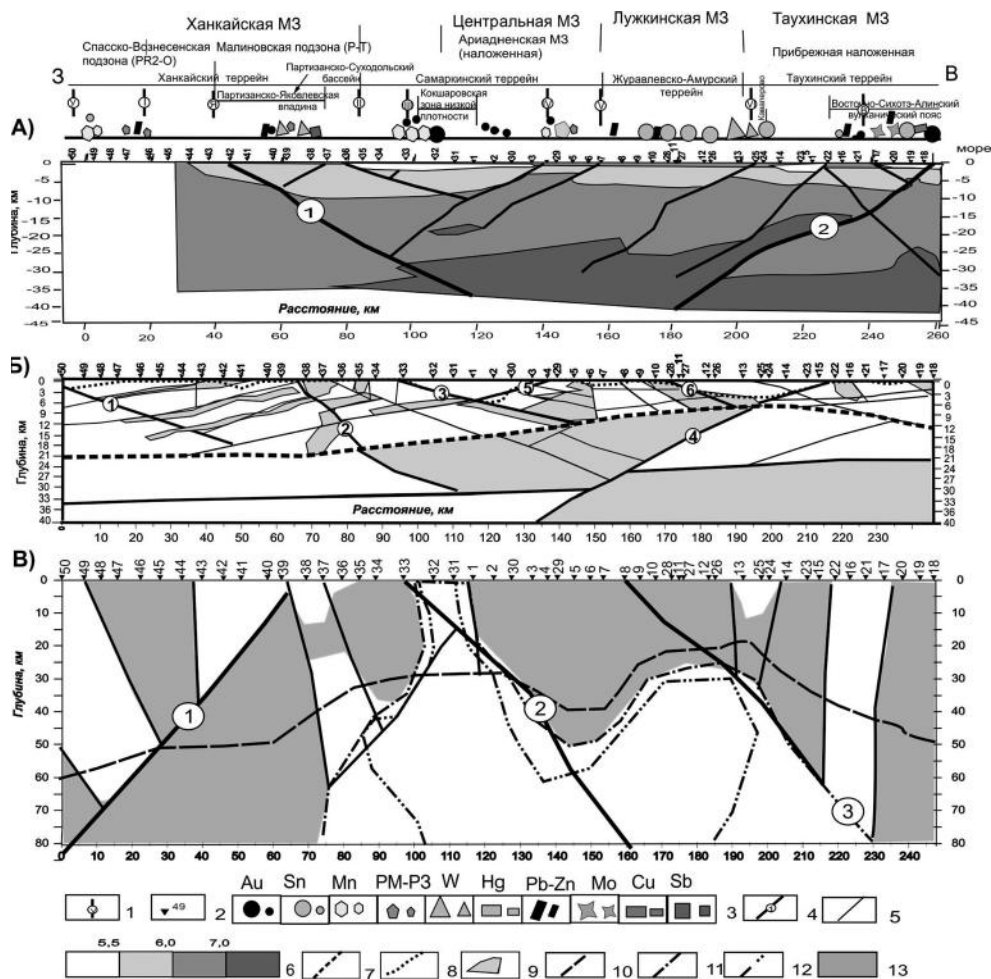


Рис. Геофизические модели по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная
 А) – сейсмическая; Б) –геомагнитная; В) – геозлектрическая. 1 – Разломы. Основные разломы по геологическим данным: I – Среднеханкайский, II – Арсеньевский, III – Самаркинский, IV – Меридиональный, V – Центрально–Сихотэ–Алинский, VI – Фурмановский; второстепенные: У – Уссурийский; Я – Яковлевский. 2 – точки МТЗ. 3 – месторождения. 4 – Основные зоны изменения физических свойств (глубинные разломы), выделяемые геофизическими методами; 5 – прочие разломы; 6 – шкала раскраски скоростей продольных волн; 7 – нижняя граница магнитоактивного слоя; 8 – граница приповерхностной зоны пониженной намагниченности; 9 - аномалии и области повышенной намагниченности; 10 – нижняя граница высокоомного разреза (более 1000 Ом·м) – предположительно соответствующая мощности земной коры; 11 – нижняя граница слоя 1000–500 Ом·м, предположительно граница литосферной мантии; 12 – нижняя граница слоя 500–300 Ом·м, предположительно граница флюидо насыщенной мантии; 13 – области повышенного сопротивления, более 1000 Ом·м.

мантии, в пределах САОП - монолитная глубинная структура пониженной плотности, которая поднимается в северо-восточном направлении до восточного разлома Таухинского террейна, аналогично подъему «базитового» горизонта в скоростной модели. Террейны САОП – это последовательные горизонты, слагающие моноклиналь и погружающиеся в сторону ХС. Западным ограничением моноклинали является система северо-западных разломов. Металлогенические зоны на профиле хорошо сочетаются с плотностными блоками.

В магнитной модели (глубины до 21 км) наблюдается область высокой дифференциации пород по магнитным свойствам. Выделяется три куполообразные структуры, выходящие на поверхность: первая охватывает пикеты 33–35, т. е. (Муравьевско-Малиновская вулканогенная зона); вторая – пикеты 3–25, охватывает Центрально-Сихотэ-Алинский шов; третья – пикеты 22–18 – западную часть ВСАВП. Эти куполообразные структуры находятся на границах тектонических блоков, контролируются тектоническими разломами, а на поверхности к ним приурочены ареалы разнотипной рудной минерализации.

Геоэлектрическая модель. Крупнейшим элементом разреза является сводовая структура в районе Центрального Сихотэ-Алиня. Модель состоит из следующих крупных составляющих: преимущественно коровые образования до глубины 50 км с сопротивлением свыше 1000 Ом·м; литосферная мантия 90–150 км (прибрежная часть ВСАВП - ХС соответственно) с сопротивлением 500–1000 Ом·м; флюидонасыщенная мантия (менее 500 Ом·м); разогретая мантия (менее 300 Ом·м). Наиболее высокое проникновение разогретой мантии отмечается аномалиями пониженного сопротивления – Спасской, Яковлевской, Малиновской, Кокшаровской, Кавалеровской, Восточной. Эти аномалии представляют собой флюидонасыщенные «живые» разломные зоны. Малиновская, Кокшаровская и Восточная зоны имеют непосредственную связь с мантией, Спасская, Яковлевкая и Кавалеровская – опосредованную через разломы. Ко всем указанным зонам пониженного сопротивления тяготеют ареалы промышленной минерализации. Сквозькоровые аномальные зоны имеют халькофильную и золотую специализацию, приповерхностные аномалии – литофильную оловянную, вольфрамовую, редкометалльную.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.М. Ханчука Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. С. 1–572.
2. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: «Наука». 1976. 92 с
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (K-52,53) (оз. Ханка). СПб: ВСЕГЕИ. 2011.
4. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум, Владивосток, 23–29 октября 2017 г., Владивосток. 2017.
5. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. Москва: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании». 2010. 114 с.
6. Рязанцева М.Д. Рудная минерализация и минерагеническое районирование Приморского края // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск. Издательство ДВИМСа. 2002. Сборник научных статей. С. 64–75.

Е.А. Калинин

РУКОВОДЯЩИЕ КОМПЛЕКСЫ ФАУНЫ (BIVALVIA, AMMONOIDEA) МОРСКОГО
МЕЛА НА СЕВЕРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ И В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ

АО «Дальневосточное ПГО», г. Хабаровск

При производстве геологических работ по программе ГДП-200 за последнее десятилетие на территории Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья особенно остро обозначились проблемы номенклатурного выделения и сопоставления местных стратиграфических подразделений морского мела на смежных листах геологических карт. Становится актуальной задачей прослеживание свит на удалении от стратотипов, где они претерпевают значительные фациальные изменения.

К настоящему времени автором разработана региональная схема биостратиграфического расчленения в диапазоне от волжского яруса до сеномана [5, 6]. Проведен палеонтологический анализ с ревизией многочисленных коллекций ископаемых двустворчатых и головоногих моллюсков (аммоноидей), находящихся в камнехранилище ФБУ ТФГИ ДВО (г. Хабаровск). Ниже приводится краткая характеристика биостратиграфических комплексов (фаунистических слоев), прослеживаемых в литолого-стратиграфических подразделениях, используемых в легендах Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3.

Средний волжский подъярус – берриас, валанжин, готерив, баррем. Устанавливаются в опорном разрезе на р. Амур в окрестностях г. Комсомольска [4]. В материалах геологического картирования здесь описаны падалинская свита, лектотип горинской, стратотипы пионерской и пиванской свит [2]. Нами выявлена принадлежность груборитмичных турбидитов горинской свиты и тонкоритмичных турбидитов падалинской свиты к одному средне-верхневолжскому уровню слоев с *V. riochii*. Наблюдается структура дуплекса, в надвинутой меланжевой части которого, в пластинах кремнистых пород содержатся радиолярии триаса–юры [8]. Пионерская свита, включает верхневолжские слои с *V. terebratuloides*, *Anopaea* cf. *sphaenoidae*, а также слои с *V. unshensis*, *Praetollia* (*Praetollia*) sp. раннего берриасса, слои с *V. okensis* среднего - и слои с *V. uncitoides* - *V. tolmatchewi* верхнего берриасса. Граница пионерской и пиванской свит проведена внутри слоев с *V. inflata*, и может рассматриваться как литологический маркер границы берриасса и валанжина. Таким образом пионерская свита в полном объеме относится к верхней волге–берриасу.

На Горной протоке (р. Амур) толща алевролитов с пластами тонкоритмичных турбидитов ранее соотносилась с пионерской свитой, но по содержанию в ней валанжинской фауны (слои с *V. keyserlingi* - *V. sublaevis*, слои с *V. crassicollis* - *V. aff. sublaevis*) она соответствует возрасту пиванской свиты, фациально ее замещая. В материалах геологического картирования ранее здесь показывался стратиграфический перерыв с размывом пиванской свиты [2]. Эти представления следует признать ошибочными, т.к. указанные верхневаланжинские слои сменяются интервалом с готерив–барремскими слоями с *Inoceramus* cf. *neocomiensis*.

Готерив–барремские слои с *Inoceramus colonicus*, *In. aucella*, *Crioceratites* sp., являются характерным биостратиграфическим репером в разрезах горнопротокской свиты на оз. Хумми, приманкинской свиты на правом берегу р. Буту (Демин А.В., Зыков Ю.Н., 1966 г.), в бассейне р. Катэн (Дымович В.А., 1989 г.). К этому уровню следует

отнести интервалы, ранее относимые к хунгарийской свите поздней юры на руч. Дарва (притоке р. Джаур), где сделаны переопределения аммонита *Stioceratinae* [1].

Аптский ярус. В северных районах Сихотэ-Алиня аптский ярус не имеет достаточного обоснования, ему предположительно соответствуют слои с *Aucellina aptiensis*, *A. caucasica*, эпиболь которых в бореальной области приурочен к апту. Сюда относятся уровни с ауцеллинами в частных разрезах уктурской свиты на водоразделе руч. Хасанка и руч. Почепта (лист М-54-ХІІІ), в бассейне р. Тумнин (лист М-54-ХІV) [2], на р. Левая Джебдаг (бассейн р. Уини (Б. В. Троян, 1873 г.), дивнинской свиты в бассейне р. Коппи (Дымович В.А., 1998 г.), ассикаевской свиты в бассейнах р. Матай, р. Бол Уссурка и р. Бикин [5, 7]. Находки аммонитов *Acanthohoplites* sp., *Tetragonites* s.l. sp. в уктурской свите, сделанные в 2017 г. в окрестностях пос. Уктур (руч. Холойка), указывают на верхнеаптский уровень, который соотносится с уровнями, содержащими аналогичные рода аммонитов в каталевской свите (р. Дорожной и р. Серединка) [7, стр. 69].

Альбский и сеноманский ярусы. Биостратиграфически наиболее обоснованы на рассматриваемой территории. К альбу отнесены следующие фаунистические слои с характерными комплексами аммонитов (снизу-вверх).

- Слои с *Kennicotia* sp., *Hulenites reesidei* (And.), *Aucellina caucasica* Buch, *A. aptiensis* Orb. описаны в ассикаевской свите на р. Матай, р. Прав. Подхоренок, как и их аналоги, содержащие *E.(Eogaudryceras) shimizui*, *Parasilesites* sp., *Aucellina caucasica* Buch, *A. aptiensis* Orb., в переотложенных валунах в разрезе на р. Амур в устье р. Дурап [5, 7]. Изначально данный фрагмент разреза относился к горнопротокской свите, а аммониты считались барремскими [2], позднее – к жорминской свите [Кайдалов В.А., 2007 г.] с указанием аптского возраста [1]. Учитывая переотложенный характер вмещающих фауну валунов следует допускать стратиграфический перерыв в указанном разрезе на рубеже апта–нижнего альба. К этому же уровню относятся интервалы уктурской свиты с *Aucellina caucasica* Buch, *A. aptiensis* Orb и *Kennicotia* sp., прослеженные на водоразделе руч. Хасанка и руч. Почепта, р. Окчо (сборы В. Н. Плиева 1954 г.). Отмеченный аммонит ранее определялся как *Spitidiscus* aff. *rotula* Sow. [2], но по ряду морфологических признаков более соответствует роду *Kennicotia* sp.

- Слои с *Cleoniceras (Grycia) perecianum* (Whit.), *Grantziceras affine* (Whit.) среднего альба, описаны в стрельниковской свите на р. Вторая Седьмая [5, 7]. Сюда так же относятся уровни с *C. (Grycia)* sp. в уктурской свите вблизи ж/д ст. Почепта на правом берегу р. Гур (сборы П. П. Емельянова, 1958 г.).

- Слои с *Inoceramus anglicus* Woods, обнаруживаются по единичным находкам стратиграфически ниже уровней с сеноманскими иноцерамами, в т.ч.: в верхней части уктурской свиты в верховьях р. Шелехова (по сборам Г.П. Шавро в 1969 г. М.А. Пергамент определил *In. ex gr. anglicus* Wood.); в нижней части ситогинской свиты южнее оз. Удыль (сборы С.Н. Добкина, 2002 г., определения Т.Д. Зоновой *In.udilensis* Zon.); в ларгасинской свите в бассейне р. Тумнин (р. Уини, сборы Ю.М. Вдовина, 1957 г.) и р. Гульмамсе (сборы Амелина С.А., 2013 г.), в разрезе низовьев р. Почепта (сборы и определения Калинина Е.А.).

- Слои с *Neogastroplites* sp., *Marshallites* sp., *Eogunnarites* sp., устанавливаются на рубеже верхнего альба - нижнего сеномана. Описаны в алчанской свите [5, 7] на р. Матай, прослежены Л.Д. Третьяковой на р. Си, в холминской свите на р. Голубица, где В.П. Коноваловым, определен *Paragastroplites* ex. gr. *spikeri* [7]). По отдельным находкам *Marshallites* sp. позднеальбско-нижнесеноманский уровень фиксируется в стрельниковской свите на р. Вторая Седьмая, в ларгасинской свите в бассейне р. Тумнин

(Амелин С.А., 2013 г.), а по находкам *Marshallites* sp. и предположительно *Neogastrolites* sp. в утицкой свите на Васинской протоке (р. Амур) у пос. Дуди. По уровню появления рода *Eogunnarites* внутри описываемых слоев предложено проводить нижнюю границу сеномана [6].

Сеноманский ярус обосновывается новыми находками иноцерамид и аммоноидей, полученными при проведении в 2007–2014 гг. на севере Сихотэ-Алиня геологических работ по программе ГДП-200. Важными биостратиграфическими реперами среди них являются следующие [6].

- Слои с *Inoceramus crippsi* Mant, *In. virgatus* Schlute и др., выделены по находкам одноименных иноцерамов в силасинской свите в бассейне р. Мачтовая (сборы Калинина Е.А. в 2001 г.) в бассейне р. Горной (сборы С. Н. Добкина в 2011 г.; экземпляры *In. cf. crippsi* Mant в отложениях у ж/д ст. Пони, где ранее определялись местные формы *In. cunensis* Zon.[3]. В ряде пунктов в ассоциации с указанными видами иноцерамов встречены аммониты *Desmoceras (Pseudouhligeella) japonicum* Yabe (р. Горная) и *Marshallites* sp., *Parjaubertella* sp.(р.Тумнин). Обнаруженный в ларгасинской свите на р. Тумнин *Kosmaticeratidae* (сборы П. П. Емельянова и Т. Д. Зоновой, 1958 г. [2]), отнесенный позже к *Marshallites* sp., как и другие определения *Marshallites* sp. в той же местности [1], могут принадлежать указанным фаунистическим слоям.

- Слои с *Inoceramus pennatus* Perg., *In. ginterensis* Perg. выделенные в разрезе силасинской свиты на левобережье р. Амур у зал. Ситога и в том же участке к северу от пос. Ключевой [Кайдалов В.А., 2007 г.] условно маркируют средний сеноман. Ранее из тех же мест Т.Д. Зоновой были определены местные виды *In. tunganinensis* Zon., *In. sikhotealinensis* Zon. [1, 3] и позднее Е. Языковой *In. tamurai* M. et. N. [1]. К этому уровню, вероятно, относятся находки в сеноманских отложениях на 88 км ж/д Комсомольск – Советская Гавань (ст. Кун) ранее описываемых местных видов *In. sikhotealinensis* Zon. и *In. pressulus* Zon.

Литература

1. Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР. СПб: Недра, 1992. 376 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 350).
2. Верещагин В.Н., Зонова Т.Д., Потапова. Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье // Стратиграфия СССР. Меловая система. М.: Наука. 1987. С. 120–132.
3. Зонова Т.Д. Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Новые данные, по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток. 1982. С. 42–52.
4. Калинин Е.А. Слои с *Vuchia* в разрезе верхней юры – нижнего мела на реке Амур (Хабаровский край) и корреляция с бореальным зональным стандартом // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес., г. Новосибирск, 26–28 апр. 2006 г. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. С. 93–97.
5. Калинин Е.А. Схема биостратиграфического расчленения ярусного и зонального уровней морского нижнего мела на севере Сихотэ-Алиня на основе слоёв с *Bivalvia* и *Ammonoidea* (Дальний Восток России) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. трудов. Владивосток: Дальнаука. 2014. С. 136–139.
6. Калинин Е.А. Комплексы иноцерамид и аммоноидей на границе альба и сеномана в Нижнем Приамурье и Северном Сихотэ-Алине (Дальний Восток России) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы IX Всерос. совещ. 17–21 сент. 2018 г. НИУ «БелГУ», г. Белгород. Белгород: ПОЛИТЕРА, 2018. 312 с.
7. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука. 2000. 277 с.
8. Ichida K. et al. Radiolarians from the accretionary and forearc-basin facies, downstream of the Amur river. Far East Russia // The 4-th Intern. Symp. of IGCP 434 Cretac. Continent. Margin of East Asia: Stratigr., Sediment. and Tectonics. Progr. and Abst. Khabarovsk: RAS. FEB, 2002. P. 83.

В.Б. Каплун, М.Ю. Носырев

**СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ДАННЫМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ПЛОТНОСТНОГО
МОДЕЛИРОВАНИЯ**

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

Сихотэ-Алинский орогенный пояс (САОП) средне мелового возраста расположен в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Он простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 1500 км при ширине 600 км от залива Петра Великого на юге Приморья до побережья Охотского моря на севере Нижнего Приамурья. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна [1]. Восточная окраина САОП перекрыта вулканогенными образованиями поздне мелового Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). Южный Сихотэ-Алинь на западе граничит с Ханкайским массивом (Бурей-Ханкайским орогенным поясом) по Арсеньевскому разлому. С юга и юго-востока он омывается водами Японского моря.

На территории Южного Сихотэ-Алиня выполнено три профиля магнитотеллурических зондирований (МТЗ): г. Дальнереченск – п. Пластун (ДП), г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная (СЗ), с. Абражеевка – п. Валентин (АВ), начинающихся на Ханкайском массиве и протягивающихся в юго-восточном направлении через САОП вкост его простираения до побережья Японского моря [3, 4, 5]. Измерения электромагнитного поля выполнены в диапазоне частот от 10 кГц до $4 \cdot 10^{-4}$ Гц со средним шагом 5 км. Длина профилей составила от 250 до 290 км. Проведен анализ искажений кривых МТЗ и выполнена их интерпретация в рамках трехмерной модели по программе ModEM [11].

По результатам инверсии построены геоэлектрические разрезы до глубины 150 км. Земная кора характеризуется высокими электрическими сопротивлениями (ЭС) свыше 1000 Ом·м и мощностью, сопоставимой с данными ГСЗ. Она имеет сложное строение и разбита на блоки зонами низкого ЭС, которые связываются в основном с глубинными разломами. В земной коре и подкоревой мантии выделяются зоны аномально низкого ЭС менее 100 Ом·м. Верхняя мантия имеет сложное строение, характеризуется наличием областей как пониженного, так и повышенного ЭС, но ее строение упрощается при движении с севера на юг. Характерной особенностью геоэлектрических разрезов является наличие в верхней мантии на глубине 80–150 км области повышенного ЭС и неоднородного строения, протягивающейся от побережья вглубь континента.

Трехмерная (3D) плотностная модель литосферы рассчитана до глубины 140 км для Сихоте-Алинского орогенного пояса и прилегающей с востока территории с использованием программного комплекса КОСКАД-3D [9]. Размер сетки составил $10 \cdot 10 \cdot 5$ км. По полученным результатам построены геоплотностные разрезы по профилям МТЗ непосредственно по точкам зондирований с учетом всех искривлений профилей съемки.

С точки зрения соотношения с региональными элементами гравитационного поля все профили занимают примерно одинаковую позицию. Они начинаются в западной части на относительно высоком уровне поля силы тяжести, при движении на восток пересекают протяженный Сихоте-Алинский минимум поля шириной в несколько сотен километров и далее при приближении к береговой линии уровень поля вновь повышается.

На это региональное распределение аномального поля, которое связано с плотностными неоднородностями литосферной мантии, наложено большое количество небольших по размерам аномалий, определяемых плотностной дифференциацией земной коры. Распределение плотности на разрезах, наряду с индивидуальными особенностями, имеет ряд общих закономерностей, определяемых структурой поля силы тяжести региона. Это в первую очередь понижение плотности в центральной части профилей на уровне мантии, наличие вертикальных сквозькоровых плотностных границ, увеличение плотностной дифференциации земной коры по сравнению с мантией.

Сопоставление геоэлектрических и плотностных разрезов показывает, что при кажущихся значительных различиях отмечается достаточно много совпадающих элементов глубинного строения, как земной коры, так и верхней мантии. Это дополнительно подчеркивается на разрезах градиента плотности, рассчитанных в двух направлениях (вдоль профиля и на глубину). Наблюдается пространственное совмещение электрических и плотностных неоднородностей. Следует отметить, что соотношение совпадающих аномалий ЭС и плотности может быть различным: аномалиям высокого или низкого ЭС могут соответствовать аномалии как с повышенной, так и с пониженной плотностью. Расчеты коэффициента ранговой корреляции между электрическим сопротивлением и относительной плотностью, рассчитанной в скользящем окне размером 5·5 точек по матрице 5·5 км показывают, что их наибольшая корреляция наблюдается в подкоревой мантии.

Для земной коры распределение плотности имеет более сложный характер по сравнению с электрическим сопротивлением. Здесь выделяется большее количество мелких аномалий различного знака, отмечается наличие горизонтальных, вертикальных и наклонных петроплотностных границ. Верхняя мантия также характеризуется неоднородным строением, но при этом прослеживается четкая тенденция наклонного погружения плотностных неоднородностей в западном направлении от береговой линии под континент. Весьма контрастно это проявляется также на разрезах градиента плотности рассчитанного вдоль профиля.

Рассмотрение распределения пониженной плотности в верхней мантии показывает, что на северном профиле ДП она прослеживается как единая зона разуплотнения с изученной глубины 140 км до глубины 70–80 км, а затем делится на две ветви. На следующем профиле СЗ область пониженной плотности находится на глубинах от 50 до 120 км, а на профиле АВ она располагается на глубинах 20–60 км, выходя на поверхность в районе Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Такая же тенденция наблюдается и в распределении электрического сопротивления. Особенно отчетливо это видно на разрезе профиля АВ.

Таким образом, сопоставление плотностных и геоэлектрических разрезов по трем профилям, выполненным на Южном Сихотэ-Алине, показывает их хорошее соответствие друг другу на уровне верхней мантии. Подобное распределение плотностных и геоэлектрических неоднородностей в верхней мантии может быть связано с процессами позднемеловой субдукции [7, 10]. Области разуплотнения и пониженного электрического сопротивления мантии – это области ее преобразования, области движения расплавов и флюидов, выше погружающегося слэба, поступавших в земную кору и формировавших там интрузии. Области повышенной плотности и повышенного электрического сопротивления – это остатки переработанного слэба. Наличие подобных неоднородностей в надсубдукционном мантийном клине показано для ряда современных и палеосуб-

дукционных обстановок как на представительном сейсмическом материале, так и по результатам магнитотеллурических зондирований и плотностного моделирования по гравиметрическим данным [2, 6, 8].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-17-00015 и в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. // под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1. 572 с.
2. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика, 2017. Т. 58. № 5. С. 701–722.
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.39. №5. (в печати).
5. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю с. Абражеевка – п. Валентин по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология, 2020. (в печати).
6. Кулаков И.Ю., Кукарина Е.В., Гордеев Е.И. и др. Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и влк.Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №1. С.109–124.
7. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.
8. Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение Камчатки по результатам МТЗ и сейсмотомографии // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36. № 5. С.44–58.
9. Никитин А.А., Петров А.В., Алексахин А.С. Комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад 3D» / <http://coscad3d.ru/main.php>
10. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. 457 с. С. 45-49.
11. 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.

И.К. Козаков¹, В.П. Ковач¹, А.Н. Диденко²

**ПРОБЛЕМА МАССИВОВ С НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОРОЙ
В СТРУКТУРЕ РАННЕКАЛЕДОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ
АЗИИ: СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Sm-Nd
ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ**

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

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск

Строение раннепалеозойской складчатой области центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием неопротерозойских и раннепалеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов и блоков с докембрийским фундаментом [1, 3]. К одному из самых крупных блоков Центральной Азии с предположительно раннедокембрийским фундаментом был отнесен Дзабханский микроконтинент. В его составе объединялись Дзабханский, Байдарикский, Тарбагатайский и Сонгинский блоки, относимые к выступам раннедокембрийского фундамента или, позднее, к «кратонным террейнам». Однако раннедокембрийский возраст обоснован только для высокоградных пород северо-западной части Байдарикского террейна и восточной части Тарбагатайского террейна. Их общей особенностью является отсутствие проявления процессов неопротерозойской и раннепалеозойской структурно-метаморфической переработки. Становление их структуры происходило в интервале 1850–1855 млн лет, а стадию стабилизации фиксируют посткинematические гранитоиды с возрастом 1825 ± 5 млн лет. Собственно Дзабханский террейн представляет собой гетерогенную структуру, сложенную тектоническими пластинами и блоками неопротерозойских пород разного возраста, состава и происхождения. Среди них были установлены высокоградные моно- и полиметаморфические комплексы, а также островодужные комплексы вулканических дуг, формирование которых происходило в интервалах около 890–860 и 810–780 млн лет назад [2]. В юго-западной части Дзабханского террейна выделена зона меланжа, в которой установлены породы островодужного комплекса Хараулинского блока, сложенного метатрондьемитами с дайковыми телами метабазитов. Для метатрондьемитов установлены значения возраста циркона 959 ± 8 и 944 ± 6 млн лет, а для метагаббро 930 ± 6 млн лет (U-Th-Pb метод, SIMS) [2]. В пределах данной зоны меланжа, наряду с островодужными образованиями, представлены высокоградные неопротерозойские и раннепалеозойские метаморфические породы, неметаморфизованные вулканиты, фрагменты карбонатного чехла. В пределах Дзабханского террейна зона меланжа прослеживается в юго-восточном направлении, где в ней установлены реликты эклогитов. Эта зона имеет продолжение в структурах южного обрамления Дзабханского террейна в образованиях Озерной зоны [5, 8]. В ней также установлены тектонические пластины, сложенные ортогнейсами с раннеопротерозойскими значениями возраста (955 ± 7 млн лет и 941 ± 11 и 953 ± 12 млн лет) и реликты эклогитов [9]. В хребте Бага-Богд Гобийского Алтая в тектонической пластине гнейсогранитов получены близкие оценки возраста 983 ± 6 , 956 ± 3 , и 954 ± 8 млн лет; при этом в тектонических пластинах этой же структуры для цирконов гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов установлены раннепалеозойские значения возрастов: 498 ± 3 , 499 ± 3 и 501 ± 4 млн лет [8]. Общим в тектоническом положении данных раннепалеозойских и неопротерозойских комплексов, включая Хараулинский, является их пространственная

приуроченность к зоне сочленения группы блоков докембрия Хангая (Дзабханского и Байдарикского) и офиолитов Озерной зоны. К этой же зоне относятся и раннепалеозойские метаморфические комплексы Центрально-Монгольского метаморфического пояса, которые трассируют южную границу раннекаледонского супертеррейна, прослеживающуюся параллельно окраине каледонского палеоконтинента.

Более сложной проблемой является установление положения возможных источников рассматриваемых терригенных и метатерригенных пород. Это обусловлено тем, что даже близкое в настоящее время положение возможных источников далеко не всегда может свидетельствовать об их относительной сопряженности к области в период накопления рассматриваемых толщ. В частности, в терригенных и метатерригенных породах Центральной Азии установлены детритовые цирконы с раннепротерозойскими (960–930 млн лет) возрастными, но структурно-вещественными комплексами этого возраста в регионе не известны. Породы этого возраста, как отмечалось, установлены в юго-западной части Дзабханского террейна и его обрамлении, однако они локализованы в зоне меланжа, становление которого происходило после завершения раннепалеозойского регионального метаморфизма (после 500–490 млн лет). Их положение в современной структуре в большинстве случаев обусловлено более поздними деформациями. Кроме того, в них не проявлены протерозойские метаморфические преобразования, определяющие развитие смежных структур. То есть они были пространственно разобщены и в период развития раннепротерозойских процессов конвергенции.

Масштабное формирование новообразованной континентальной коры в структурах раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии фиксируется в интервале 890–780 млн лет. Эти процессы коррелируются с ранними стадиями распада суперконтинента Родиния в интервале около 860–790 млн лет [10]. Близкие значения возраста (870–780 млн лет) известны для внутриплитных вулcano-плутонических комплексов древних кратонов Северной Евразии и Австралии. В этот период в палеоокеаническом обрамлении происходило накопление продуктов разрушения пород фундамента древних кратонов, которые в различных пропорциях входили в состав источников новообразованной континентальной коры, наряду с протерозойской ювенильной корой.

Комплексный анализ палеомагнитных, геологических и тектонических данных дал возможность представить несколько реконструкций для протерозоя (например, [11]), где показано, что в начале рассматриваемого нами периода доминирующим глобальным геодинамическим процессом являлся сбор Родинии (начало суперконтинентального цикла). Затем, примерно 850–800 млн лет назад случилась первая стадия распада Родинии с открытием ПротоТихого океана между «годванскими» и «лавразийскими» кратонами. В этот период процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались развитием субдукционных зон в его обрамлении [6]. Полагаем, что область формирования ювенильной коры и новообразованной раннепротерозойской континентальной коры Дзабханского террейна была расположена в пределах Палеазиатского океана, разделявшего в то время раннедокембрийские кратонные блоки Сибири и Северного Китая с Казахстаном [4].

Для фрагментов островодужных комплексов Дзабханского террейна, становление которых происходило в интервале 965–930 млн лет [2], предполагается иная модель. В период около 1000–850 млн лет назад предполагается относительно стабильное существование суперконтинента Родиния [7, 10, 4]. С этих позиций процессы конвергенции и образования в указанном интервале протерозойской ювенильной коры происходили

в палеоокеаническом бассейне обрамления суперконтинента Родиния до начала его распада – Pan-Rodinia-ocean [6].

В целом, полученные геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические данные исключают модели, предполагающие отнесение Дзабханского террейна к фрагментам древнего кратона, входившего в состав суперконтинента Родиния. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-17-00229).

Литература

1. 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. 59–76.
2. Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента ЦАСПа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.
3. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
4. Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 1–24.
5. Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // *Gondwana Research* 47 (2017) 200–227.
6. Cawood P. A., Strachan R. A., Pisarevsky S. A., et al // Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of super-continent cycles // *Earth and Planetary Science Letters* 449 (2016) 118–126.
7. Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // *Gondwana Res.* 2001. V. 4. P. 5–16.
8. emoux A., Kroner A., Liu D., Badarch G. Precambrian crystalline basement in Southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // *Int J Earth Sci. (Geol Rund-sch)*. 2009. V. 98. P. 1365–1380.
9. Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // *Am. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 523–574.
10. Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // *Precambrian Research*. 2003. V. 122. P. 85–109.
11. Meredith A.S., Alan S. Collins A.S., Williams S.E. et al. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Research* 50 (2017) 84–134.

М.И. Копылов

**ОСОБЕННОСТЬ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И
МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

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

Литосфера Дальневосточного региона, по данным глубинных геофизических исследований, разделена на три реологических слоя: «гранитный», «базальтовый» и надастеносферный. Кроме того, в верхней части консолидированной коры выделяются вулканогенно-осадочный чехол и метаморфический слой, которые играют также заметную роль в строении литосферы. Надастеносферный слой в Дальневосточном регионе зависит от пространственного положения астеносферы и подстигается в ряде случаев зоной частичного плавления (ЗЧП) литосферы. По данным МОВЗ, МТЗ по профильным исследованиям для окраины Азии установлено залегание астеносферы на глубинах 80–170 км, которые характеризуется низкими скоростями и высокой электрической проводимостью [1]. Максимальное погружение астеносферы установлено в интервале глубин 150–170 км, минимальное фиксируется, в зонах восходящих плюмов в пределах Кимканского и Торомского глубинных разломов, где она проявлена на глубинах 90 км и выше. Астеносфера наиболее четко выделяется в пределах Сихотэ-Алинской ГГС. Под Буреинским массивом она выделяется отдельными фрагментами, что, вероятно, связано с интенсивными процессами деструкции и плавления среды. В связи с этим здесь не образуются протяженные каналы низких сопротивлений.

Консолидированная кора Дальневосточного региона состоит из двух слоев: верхнего «гранитного» и нижнего «базальтового». Мощность ее варьирует от 30 км до 44 км, закономерно увеличиваясь с юга на север в сторону Сибирской платформы и с востока от Татарского пролива, Охотского моря на запад, вглубь континента. Морфология подошвы консолидированной коры имеет сложный и резко дифференцированный характер. Наиболее сложная морфоструктура изолиний глубин отвечает Амурской литосферной плите, где наряду с мозаичными структурами присутствуют и линейные. Мозаичная структура границы Мохо с увеличенной мощностью земной коры до 38 км отвечает Буреинскому, отчасти Амгуньскому, Ханкайскому террейнам. Сихотэ-Алинский терреин характеризуется линейно-вытянутой формой границы Мохо на протяжении более 1000 км, с некоторым понижением мощности земной коры относительно других террейнов до 34–36 км. Наиболее простым, по морфологии изолиний глубин мощности земной коры характеризуются Сибирская и Северо-Китайская литосферные плиты. Охотоморская литосферная плита имеет весьма дифференцированную по мощности консолидированную кору: в континентальных блоках – 15–20 км и в Центрально-Охотоморском поднятии до 6–7 км.

Деструктивные и аккреционные геоблоки характеризуются понижением мощности земной коры до 30–34 км. Наиболее низкие мощности земной коры присущи Нижнеамурским аккреционным террейнам [2].

Среди вулканических поясов, расположенных в зоне перехода океан-континент, можно по геолого-геофизическим данным выделить три типа: заложенные на континентальной коре мощностью 40 км и более, на континентальной коре средней мощности 30–35 км и на коре переходного типа малой мощности 20–30 км. Для первого типа характерны проявления сопряженного магматизма андезитовой и риолитовой линии,

ассоциирующей с Au-Ag, Ag и Sn проявлениями соответственно. Второй тип характеризуется развитием дифференцированных вулканических комплексов базальтовой магмы, контролирующих Au-Ag, меднопорфировое, серное и ртутное оруденение. Третьему типу свойственно проявление вулкано-плутонической ассоциации андезитовой линии с полиметаллическим и комплексным Au-Ag-полиметаллическим оруденением на раннем этапе и дифференцированным комплексом базальтовой магмы

Литосфера Дальневосточного региона, помимо тектонореологической расслоенности, характеризуется слоисто-блоковой (фрактальной) дискретностью, проявляющейся в резкой горизонтальной изменчивости физических параметров консолидированной коры и осадочного чехла, приуроченного к межблоковым структурам. Блоковая дискретность строения исследуемого региона была выявлена при анализе ее тектоники по геофизическим (Δg , ΔT , ГСЗ, МТЗ), геологическим и морфометрическим данным, лежащим в средней области спектра 25–60 км. Площадь блоков варьирует в широком диапазоне от 2500 кв.км до 1000 000 кв. км и более. Группы уровней размерности скачкообразно отделены друг от друга, разделы между ними отличаются на число от 2 до 3, т. е. увеличение блоков происходит в два, три раза [2]. К суперблокам относятся Алданский, Сихотэ-Алинский, Буреинский, Средне-Амурский и др. Величина блоков и их форма изменяется от краевых к внутренним частям плит. В краевых частях блоки имеют меньшие размеры и представлены они в большей мере пластинообразной формой, вытянутой в субширотном направлении. Вглубь континентов блоки приобретают формы неправильных многоугольников, и размеры их возрастают. Тектоническая расслоенность и блоковая дискретность литосферы региона реализованы её листрической делимостью, контролируемой разломами различного уровня проникновения в тектоносферу, сформированными в различной геодинамической обстановке. По результатам интерпретации геотраверсов плотностных (Δg), сейсмических (ГСЗ, МОВЗ), геоэлектрических (МТЗ) исследований, особенно по данным МОВЗ, были выделены многочисленные субгоризонтальные поверхности срыва и наклонные границы раздела, вероятно, отвечающие листрическим разломам, имеющим различные реологические и деформационные свойства. Среди разломов можно выделить главные - трансрегиональные и региональные, которые исполняют роль граничных при выделении поясов, складчатых областей, шовных зон, террейнов, блоков. По глубине заложения они относятся к литосферным и сквозным. Обычно трансрегиональные разломы выделяются как стволовая система разломов, имеющая сложную морфологию. Иерархия листрических и вертикальных разломов определяется глубиной их проникновения в тектоносферу. По этому признаку в пределах Дальневосточного региона можно выделить приповерхностные, верхнекоровые, нижнекоровые и литосферные разломы.

Крупные металлогенические пояса золото-серебряных, полиметаллических и редкоземельных месторождений в пределах юга Дальнего Востока сформировались в основном в аккреционных и постаккреционных условиях. Аккреционные металлогенические пояса возникли в обстановке коллизии террейнов с континентальными окраинами. Главные золотоносные пояса и провинции восточной окраины Азии пространственно совмещаются с Центрально-Азиатской и Восточно-Азиатской мегазонами взаимодействия литосферных плит. Центрально-Азиатская мегазона представляла арену взаимодействия главным образом Сибирской, Амурской и Северо-Китайской литосферных плит. Она обладает весьма сложным строением, обусловленным многократными процессами коллизии, аккреции и деструкции, проявившимися в палеозое, мезозое и кайнозое.

В металлогении Монголо-Охотской складчатой системы и ее ближайшего обрамления имеются тесные связи с региональными особенностями развития земной коры. Каждому этапу развития, каждой динамической обстановке свойственен конкретный геохимический минералогический тип рудных систем. Так, среди рудных образований островных дуг областей спрединга окраинных морей наибольшее развитие имеют железо-марганцевая и сульфидная минерализация.

Среди последних можно выделить два типа месторождений: кипрский, связанный с вулканогенно-осадочной деятельностью в областях спрединга, и куроко, образующийся в островодужной обстановке. Близкие к этим типам рудных образований колчеданные, медно-колчеданные, цинково-колчеданные рудопроявления выявлены в пределах Янканской шовной зоны. В колчеданных рудопроявлениях отмечается присутствие золота в количествах от 0.002 до 1.2 г/т. В пределах Янканской шовной зоны, по результатам проведенных автором комплексных геолого-геофизических исследований, закартирована цепочка перидотитовых, серпентинитовых тел и коматиитовых базальтов, которые, вероятно, формировались на ранней стадии становления Монголо-Охотского складчатого пояса [2]. Это интервал зоны протяженностью более 300 км можно отнести к фрагменту офиолитового пояса с позиции современного учения о геологических формациях. Известен и ряд скарновых рудопроявлений меди (халькопирит, магнетит, пирит, арсенопирит) в экзоконтакте Тахтамыдинского массива, расположенного в бассейне Монголо-Охотского палеоокеана.

К постаккреционным металлогеническим поясам следует отнести месторождения золота, серебра и редких земель, расположенные в пределах Охотско-Чукотского, Восточно- и Западно-Сихотэалинского вулканических поясов. На юге Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса (Приморье) расположен Сергеевский металлогенический пояс. Месторождения золота здесь находятся в пределах (или вблизи) постаккреционных гранитных плутонов и даек, интрузирующих гнейсовые габбро и кембрийские метаморфизованные осадочные породы в западной части окраинно-континентального островодужного террейна. В северной части Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса (ВСАП) выделяется Нижнеамурский, в центральной - Тумнинский золоторудный районы.

Новый этап рифтогенеза и тектонической активности начался в позднем мелу-начале палеогена вдоль восточной ветви Западно - Тихоокеанского пояса. В пределах Сихотэ-Алинского пояса процесс рифтогенеза носил более интенсивный и яркий характер по сравнению с предшествующим этапом рифтогенеза. Наиболее ярко рифтогенные зоны проявлены в магнитном поле, где они отражаются резко дифференцированными аномальными полями (1000–10 000 нТл и более), чаще положительными аномалиями ΔT . Характер аномального магнитного поля свидетельствует о том, что вдоль трансформных разломов, кроме сдвиговых перемещений блоков имели место как раздвиговые, так и сбросовые перемещения. ВСАП, по данным магнитного поля, располагается как в пределах материковой, так и шельфовой части Татарского пролива.

Сверхлитостатическое начальное давление на расплав образует направленное движение флюидов в литосфере. При декомпрессии летучие и другие компоненты переходят из расплава во флюид. Эти структуры выступают как развивающиеся рудоносные системы (ГМК) с последовательным продвижением фронта прогрессивного метаморфизма умеренного давления, что может сопровождаться и вулканизмом, затем следуют интрузии относительно натровой гранитоидной магмы, за нею - более кислой калиевой. Примерами образования ГМК могут служить Кербинский, Софийский зо-

лоторудные узлы в северной части Буреинского массива, а также купольные структуры Гонжинского и Мамынского выступов. Пространственно они сопровождаются интенсивными аномалиями Δg , отвечающими значительному разуплотнению верхней части коры и эксгумации пород фундамента.

Другим объектом, где плюмтектоника играла ведущую роль при образовании рудоносных систем, является Сибирская платформа. В ее пределах, как известно, существует мегарегиональная (Азиатская) магнитная аномалия. По интерпретации гравиметрического поля здесь выделяется астеносферный выступ, возможно, он связан с глубинными восходящими грибообразно-перистыми структурами, характеризующимися перемещением мантийного вещества не только в верхней, но и в нижней мантии и представляющими собой мантийный плюм. Кроме того, возможны различные ундации (опускания и поднятия) границ мантийных слоев, которые так же, как и в первом случае могут привести к возникновению рудных областей, районов, узлов с разнородным профилирующим оруденением. Из приведенной характеристики для Алданского щита преимущественным развитием должна пользоваться золоторудная, платинорудная минерализация. Яркими представителями этого типа минерализации являются месторождения Эльконского горста. Здесь, кроме широко известных крупных золоторудных месторождений Лебединского, Куранахского и Рябинового, разведаны крупные комплексные золото-урановые месторождения Эльконского горста.

Литература

1. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии Восточной окраины Азиатского континента. Владивосток. Дальнаука. 1995. С. 92–110.
2. Копылов М.И. Глубинные структуры земной коры и рудогенез юга Дальнего Востока // Руды и металлы. 2008. № 4. С. 30–36.

**Н.Н. Крук^{1,2}, В.В. Голозубов³, С.А. Касаткин³, Д.В. Семенова¹,
Е.А. Крук¹, С.Н. Руднев¹**

**ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД ОСНОВАНИЯ
ВОЗНЕСЕНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)**

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

²Новосибирский государственный исследовательский университет, г.Новосибирск

³ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Домезозойская провинция Южного Приморья состоит из нескольких блоков различной природы и возраста. Главной единицей является Ханкайский массив, состоящий из нескольких блоков различной природы. Его южную часть занимает Вознесенский террейн. В основании этого блока залегает толща кембрийских карбонатных, терригенных и вулканогенных пород. Перекрывающий комплекс включает силурийские песчаники и конгломераты, а также вулканогенно-осадочные толщи позднего палеозоя – мезозоя. В целом Вознесенский террейн реконструируется как фрагмент раннепалеозойской пассивной окраины [1].

Данные о строении и составе фундамента Вознесенского террейна крайне ограничены, поскольку слагающие его породы повсеместно перекрыты образованиями чехла. По данным [2 и др.] в основании этого блока известно три типа кембрийских разрезов, фациально сменяющих друг друга. В центральной, северной и западной частях Вознесенского террейна в составе фундамента резко преобладают известняки, в подчиненных количествах присутствуют метатерригенные и кремнистые породы. В южной части преобладают терригенные породы, объединяемые в григорьевскую серию раннего кембрия. Здесь распространены песчаники и алевролиты (в низах разреза – красноцветные), переслаивающиеся с кварц-серицитовыми, кварц-серицит-гематитовыми и графитистыми сланцами. Карбонатные породы составляют не более 15–20 % разреза и сосредоточены, преимущественно, в его верхней части. Характерной особенностью отложений этого типа является наличие кислых и средних вулканитов [1, 2], что в целом не характерно для образований пассивных континентальных окраин.

Геохимические исследования песчаников и алевролитов центральной части разреза показали, что они характеризуются невысокой кремнекислотностью (60–62 мас. % SiO_2 в песчаниках, 56–58 % – в алевролитах), повышенной глиноземистостью (17.5–18.5 и 19–20 мас. % Al_2O_3 в песчаниках и алевролитах соответственно), низкими содержаниями титана (< 0.75 мас. % TiO_2), повышенными – магния и железа (до 12 мас. % $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) и высокими (> 2) отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Обращают на себя внимание высокие значения индекса химического выветривания (75–78) при повышенных значениях гидролизатного модуля (0.41–0.43 для песчаников и 0.47–0.48 для алевролитов). Редкоэлементный состав пород, в сравнении с PAAS, характеризуется близкими концентрациями РЗЭ и «транзитных» элементов, пониженными концентрациями HFSE (Zr – 150–170 г/т, Hf – 3.5–3.8 г/т, Nb – 10–11 г/т, Th – 10–11 г/т, U – 2–2.2 г/т), Sr и Ba (130–190 и 420–450 г/т соответственно) и повышенными содержаниями Rb (до 250 г/т). По особенностям петрохимического состава породы близки к продуктам размыва коры переходного типа, однако редкоэлементные характеристики указывают на достаточно зрелый коровый источник. Мы полагаем, что петрохимические особенности связаны с наличием в источнике пород, претерпевших интенсивное химическое выветривание.

Терригенные породы григорьевской серии характеризуются резко отрицательными значениями $\epsilon Nd(t)$ (-8...-8.3 в пересчете на возраст 540 млн лет) и палеопротерозойским (около 1.9 млрд лет) модельным Nd возрастом, что подтверждает предположение о преобладании в источнике кластического материала пород зрелой коры.

Вулканические породы среди отложений григорьевской серии встречаются в виде изолированных блоков, отделенных от окружающих толщ тектоническими нарушениями. Среди них преобладают дациты и риолиты, спорадически встречаются горизонты кислых туфов, единичные прослои андезибазальтов и секущие дайки плагиоклазовых порфиритов. Отложения интенсивно деформированы, залегание пород варьирует даже в пределах отдельных обнажений.

По химическому составу вулканиды соответствуют образованиям нормального ряда. Андезибазальты умереннокалиевые (0.6–0.9 мас. % K_2O), низкотитанистые (< 1 мас. % TiO_2) и низкофосфористые (< 0.3 мас. % P_2O_5) разностями. Для них характерны умеренная глиноземистость (18–19 мас. % Al_2O_3), низкая магнезиальность (< 6 мас. % MgO при $Mg\# = 35–45$) и умеренная известковистость (7.5–9 мас. % CaO). Редкоэлементный состав характеризуется умеренными концентрациями LILE, близкларковыми концентрациями Sr, слабо повышенными содержаниями Zr (до 150 г/т) при близкларковых концентрациях Y и Hf (18–20 и 3–4 г/т, соответственно). Концентрации P3Э слабо повышены в сравнении с кларком (95–105 г/т). Спектры их распределения асимметричны с $(La/Yb)_N = 4.5–5$ без аномалии по европию. На мультиэлементных диаграммах фиксируются минимумы по Ta, Nb, (незначительный – по Ti), максимумы по Zr и Hf. В целом геохимические характеристики андезибазальтов типичны для пород зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. Значения параметра $\epsilon Nd(t)$ составляют +2.6...+3.

Среди дацитов и риолитов выделяются три петрохимических серии: риолитовая низкокалиевая, дацит-риолитовая умереннокалиевая и дацит-риолитовая высококалиевая. Породы всех трех серий имеют высокую глиноземистость. Низкокалиевые риолиты соответствуют фракционированным гранитоидам I-типа, вулканиды умереннокалиевой серии и высококалиевые дациты – породам S-типа по [3]. Высококалиевые риолиты слабо недосыщены глиноземом и тяготеют к породам умеренно-щелочной серии. Для всех пород характерна повышенная железистость.

Редкоэлементный состав пород трех серий различен. Низкокалиевые риолиты имеют минимальные концентрации LILE (Cs – 0.1–0.2 г/т, Rb – 17–27 г/т, Ba – 200–300 г/т), низкие содержания Sr (80–120 г/т), относительно обогащены Zr (190–195 г/т) и Y (35–38 г/т) при низких содержаниях других HFSE (Hf \approx 5 г/т, Nb – 5–6 г/т, Ta – 0.2–0.3 г/т, Th – 2–3 г/т, U – 0.2–0.3 г/т). Содержания P3Э нижекларковые (Σ P3Э = 100–105 г/т), спектры их распределения слабоасимметричны с $(La/Yb)_N = 2–2.1$ и незначительным европиевым минимумом. Породы характеризуются крайне радиогенным составом неода ($\epsilon Nd(t) = +6.5$, модельный Nd возраст – 0.72 млрд лет).

Дацинты и риолиты умереннокалиевой серии обогащены, в сравнении с предшествующими породами, всей гаммой несовместимых элементов. Концентрации LILE в них находятся на близкларковом уровне (Cs – 1–2 г/т, Rb – 80–100 г/т, Ba – 600–700 г/т), содержания HFSE также повышены (Zr – 150–250 г/т, Nb – 8–11 г/т, Ta – 0.5–0.6 г/т, Hf – 6–7 г/т, Th – 6–7 г/т, U – 2–2.5 г/т). Содержания P3Э в сравнении с низкокалиевыми риолитами выше (120–170 г/т), спектры их распределения более фракционированные ($(La/Yb)_N = 4.8–5.7$). Изотопный состав Nd менее радиогенный: $\epsilon Nd(t) = +4.2...+4.6$, модельный Nd возраст – 0.9 млрд лет.

Максимальные концентрации несовместимых элементов (Cs – до 3 г/т, Rb – до 220 г/т, Ba – до 1000 г/т, Zr – до 315 г/т, Nb – до 14 г/т, Ta – до 1 г/т, Hf – до 8 г/т, Th – до 12 г/т, U – до 4 г/т) характерны для пород высококалиевой серии. Дацинты и риолиты имеют вышекларковые концентрации РЗЭ (145–200 г/т), фракционированные спектры их распределения с $(La/Yb)_N = 7-8$ в дацитах и 4.8 в риолитах. Последние, кроме того, характеризуются глубоким европиевым минимумом. По уровню накопления типоморфных редких элементов эти породы соответствуют магматическим образованиям А-типа по [4]. Изотопный состав неодима наименее радиогенный: $\epsilon Nd(t) = +2...+2.2$, модельный Nd возраст около 1.0 млрд лет.

Возраст, определенный U-Pb методом по цирконам из умереннокалиевых дацитов в районе п. Заводской, составил 451 ± 3 млн лет. Эта ордовикская дата значительно моложе раннекембрийского возраста, определенного для пород григорьевской серии по палеонтологическим данным: она соответствует возрасту завершения амальгамации блоков, составляющих Ханкайский массив, и проявлению гранитоидного магматизма в южной части Вознесенского террейна [5].

Проведенные исследования показали, что в источнике раннекембрийских терригенных пород существенную роль играл материал выветрелых пород зрелой континентальной коры, что подтверждает предположение о принадлежности Вознесенского террейна в кембрии к пассивной континентальной окраине древнего блока. Вулканические породы (по крайней мере значительная их часть), рассматривавшиеся ранее в составе раннекембрийской григорьевской серии, имеют более молодой возраст и, по-видимому, поставккреционную природу.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект 16-05-00515).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
2. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. геология Приморского края. Препринт. Ч. 1. Стратиграфия. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 66 с.
3. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1992. V. 83. P. 1–26.
4. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy & Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.
5. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Киселев В.И., Крук Е.А., Руднев С.Н., Серов П.А., Касаткин С.А., Москаленко Е.Ю. Палеозойские гранитоиды южной части Вознесенского террейна (Южное Приморье): возраст, вещественный состав, источники расплава и обстановки формирования // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 12. № 3. С. 32–53.

А.В. Кудымов**МЕХАНИЗМ МЕЛОВОЙ ТУРБИДИТОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

В результате исследований установлено, что разные типы меловых турбидитов [6] Сихотэ-Алиня Журавлевского, Кемского, Таухинского и Удыльского звена Киселевско-Маноминского террейнов [1, 13] в целом имеют сходные ориентировки механоглифов и косой слойчатости.

В песчаных турбидитах слепки водоворотных выямков [2] ориентированы субмеридионально (с юга на север). Азимуты падений косой слойчатости мелкой ряби течений в этих же турбидитах согласуются с ориентировками слепков водоворотных ямок. Кроме этого, в грубокластических турбидитах Таухинского террейна (Дальнегорский район) слепки водоворотных выямков ориентированы с востока на запад. В песчано-аргиллитовых, алевро-аргиллитовых турбидитах механоглифы стремятся к широтному положению, с востока на запад.

Что касается природы механоглифов и косой слойчатости, то отметим, что в 60-х годах большинство исследователей связывало их происхождение, прежде всего, с мутьевыми (суспензионным) потоками и считалось, что их ориентировки согласуются с их направлениями [11, 12]. Таким образом, ориентировки слепков водоворотных ямок должны были указывать на направление транспортировки обломочного материала и, соответственно, на местоположение питающей провинции. Однако существовали данные, свидетельствующие против суспензионной гипотезы происхождения механоглифов. Многочисленные замеры ориентировок таких гиероглифов на территории Крыма, Кавказа, Карпат, Альп, Анд и др. показали, что они ориентированы вдоль бассейнов, хотя должны быть направлены поперек их удлинений [3, 4, 8]. Кроме этого, материалы исследований П.В. Маркевича в Дальнегорском районе свидетельствовали о том, что по ориентировкам механоглифов, фиксирующимся на границе ритмов, можно судить о гидродинамическом режиме лишь только в период паузы между двумя мутьевыми потоками, т.е. они формировались в результате постоянного донного течения [6]. В отношении изученной косой слойчатости элемента С последовательности Боума так же нет однозначного понимания. В период господства суспензионной гипотезы происхождения флиша, некоторые исследователи, как было отмечено и в отношении слепков водоворотных ямок, ставили ее под сомнение [3, 4, 8]. К таким исследователям, изучавшим нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня, относился П.В. Маркевич. Он к турбидитам относил лишь 1 и 2 элемента ритмов [6]. При образовании вышележащих элементов, в том числе и косослоистых серий, по его мнению, решающее значение имели постоянные донные течения и продольные мутьевые потоки, ориентированные вдоль флишевого бассейна.

Дальнейшее изучение турбидитов закрепило позицию суспензионной теории. Большинство исследователей сейчас считают, что флиш, представляющий собой ритмичные образования с последовательностью А. Боума, является отложениями эпизодических мутьевых потоков [7, 9, 10]. И так, весь спектр ритма интерпретируется сейчас ведущими седиментологами с позиции изменения режима потока [5, 7, 9, 10], а интересующие нас косослоистые серии мелкой ряби течения элемента С отражают седиментацию из потока при нижнем режиме турбидитового песчаного потока [11]. В связи с признанием

турбидитной природы флиша, происхождение водоворотных ямок также связывается с мутьевыми потоками. Причем, экспериментально они были получены преимущественно в тех местах, где мутьевые потоки сходили с крутого склона на горизонтальное дно, т.е. в местах гидравлического прыжка [2].

Полученные близкие ориентировки механоглифов и косо́й сло́йчатости свидетельствуют о том, что меловые флишевые отложения разных террейнов имели сходные механизмы седиментации. Для оценки механизма меловой седиментации Сихотэ-Алиня важно отметить некоторые палеогеографические аспекты. А именно: установлено, что для Журавлевского террейна, от берриас-валанжина до альб-сеномана в кластике, поступающей в осадочный бассейн, наряду с преобладающей сиалической частью, увеличивается доля фемического материала, что свидетельствует о вовлечении в разрыв образований вулканической дуги. Кроме этого, смещение депоцентра палеобассейна осадконакопления, по крайней мере, для северной и средней частей Коппи-Лужкинского звена Журавлевского террейна (омоложение отложений) от берриас-валанжина до среднего альба, с запада на восток, свидетельствует о преимущественном западном расположении источников кластического материала. Западное положение питающей провинции могут определять еще и ориентировки слепков водоворотных выемок (как выше отмечалось, с востока на запад) в грубокластических турбидитах Таухинского террейна Дальнегорский района.

Схему гидродинамического режима и, соответственно, механизм меловой флишевой седиментации для палеобассейна Коппи-Лужкинского звена Журавлевского террейна (для примера), можно определить следующей: берриас-валанжинские отложения накапливались на западном склоне палеобассейна (восточная окраина континентальной окраины), а готерив-среднеальбские уже в окраинно – морской обстановке при участии глубоко эродированной Монероно – Самаргинской палеовулканической дуги. В бассейне осадконакопления, в виде крупномасштабного вихря, постоянно циркулировали донные течения. Сиалический кластический материал в виде оползней, обвалов и мутьевых потоков по континентальному склону, (по Партизанско-Суходолинскому и для апт-среднеальбского времени по Алчанскому транспортным каналам, по крайней мере, для Коппи-Лужкинского звена Журавлевского террейна) перемещался в западном (северо-западном) направлении, к континентальному подножию. Причем материал оползней сгружался значительно раньше, а мутьевые потоки транспортировали обломочный материал дальше. В зоне континентального подножья происходило взаимодействие мутьевых потоков с донными течениями. В результате наиболее энергетичных (высокоскоростных) потоков ориентированных с востока на запад, формировались грубокластические турбидиты. При некотором удалении от подножья мутьевые потоки ослабевая, отклонялись до меридионального, затем, при большем удалении от подножья континентального склона и большего ослабления они меняли свои ориентировки до широтного направления. Таким образом, песчаные турбидиты накапливались из меридиональных (с юга на север) мутьевых потоков, а песчано-алевритовые, алевро-аргиллитовые циклиты уже из наиболее ослабленных субширотных (с востока на запад) потоков. В периоды пауз между мутьевыми потоками, в обстановках циркуляции отмеченных донных течений формировались контуриты. Граница, разделяющая области седиментации грубокластических, песчаных и песчано-аргиллитовых (алевро-аргиллитовых) турбидитов мигрировала от одного мутьевого потока к следующему. Поэтому область, попадающая в зону седиментации песчаных турбидитов (к примеру) могла в период последующего

мутьевого потока попасть в зону песчано-аргиллитовых турбидитов и наоборот. В итоге, сформировался разрез, представляющий собой чередование разнотипных турбидитов.

Работа выполнена в рамках Гос. задания ИТиГ ДВО РАН, а также при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00117А.

Литература

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2006. 239 с.
2. Градзинский Р., Костецкая А., Родомский А., Унгур Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 644 с.
3. Гроссгейм В.А. Донные течения олигоценного бассейна Восточных Карпат // Докл. АН СССР. 1963. № 2. Т. 151. С. 402–404.
4. Гроссгейм В.А. О характере течений во флишевых бассейнах. Бюл. МОИП, отд. геол. 1963. Т. XXXVIII, вып. 1. С. 17–30.
5. Кеннетт Дж. П. Морская геология. В 2 т. М., Мир, 1987. Т. 1. 397 с. Т. 2. 384 с.
6. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1970. 188 с.
7. Романовский С. И., Тараканов А. С., Бергер В. И. Литогеохимический анализ угленосных и турбидитных формаций. Методические рекомендации. Л.: 1990. 116 с.
8. Сасинович В.С. К характеристике строения и условий накопления флишевых толщ кросненской серии в районе Белый Черемош и Путила // Геол. журн. АН УРСР. Вып. 4, 1963. С. 79–82.
9. Сели Р.К. Введение в седиментологию. М.: 1981. 370 с.
10. Стоу Д.А. Морские глубоководные терригенные отложения //Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2, М.: Мир, 1990. С. 141–194.
11. Dzulynski S. New data on experimental production of sedimentary structures.//J. Sedim. Petrol., vol.35, N 1,1965.
12. Jaworowski K. Mieszane zespoty hieroglifowe ze sladami rozmywania wczesniejszymi od sladow przedmiotow // Kwartalnik Geologifowe. 1966. T. 10. N 4.
13. Khanchuk A.I., Kemkin I.V. Jurassic geodynamic history of the Sikhote-Alin-Priamurye region // Late Jurassic Margin of Laurasia - A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation. GSA Special Paper 513. 2015. P. 509–526.

В.М. Кузнецов

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА
ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

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

Юго-восточный фланг Верхояно-Колымской складчатой системы отвечает окраине Азиатского континента в зоне сочленения континентальной земной коры с корой переходного от континента к океану типа. Раздел типов земной коры выражен Пограничной гравитационной ступенью, примерно отвечающей северному побережью Охотского моря; интерпретируется наклонное под континент, а в нижних горизонтах вертикальное положение зоны раздела [7]. Градиентными зонами поля силы тяжести отмечаются поперечные северо-западного простирания разломы, которые предположительно рассматриваются в качестве трансформных элементов, оперяющих Пограничную ступень.

Мощность земной коры континентального типа увеличивается от побережья Охотского моря в глубь материка от 35 до 40–45 км, достигая максимума в пределах Омолонского массива (микроконтинента). Гранитно-метаморфический слой в пределах центральной части микроконтинента увеличен в мощности и максимально (до 5–7 км) приближен к поверхности. Выявляется блоковое строение земной коры, блоки разной плотности и глубины расположения фундамента разделяются разнонаправленными разломами глубокого заложения. По юго-западному краю области континентальной коры прослеживается полоса шириной 50–70 км, рассматриваемая в качестве переходной зоны, в ее пределах мощность гранитно-метаморфического слоя уменьшена, а кровля «базальтового» слоя приближена к поверхности.

Область коры переходного типа включает акваторию залива Шелихова Охотского моря и п-ов Тайгонос, имеет мощность в основном 30–32 км и лишь для п-овов Кони-Пьягина и Тайгонос увеличивается до 36 км. Гранитно-метаморфический слой редуцирован, вероятно в кайнозой подвергся деструкции, «базальтовый» слой имеет мощность 16–18 км [1].

В пределах коры континентального типа располагаются Охотский и Омолонский микроконтиненты, которые разделяются структурами Яно-Колымской складчатой системы, северное окаймление представляют структуры Индигиро-Колымской, а южное - структуры Тайгоносско-Западно-Коряжской систем. Контуры крупнейших тектонических элементов (микроконтинентов, складчатых систем), хотя часто и подчеркнуты разломами, определяются распределением соответствующих структурных этажей, формационных комплексов, более мелких структур - площадями выходов различных формаций [3].

Охотский и Омолонский микроконтиненты представляются крупными блоками земной коры угловатой в плане формы, характерно и внутреннее блоковое строение. В пределах микроконтинентов имеются выступы дорифейского кристаллического фундамента, чехол имеет трехярусное сложение, присутствуют позднемезозойские впадины. В общей структуре Омолонского микроконтинента реконструируется радиально-кольцевая организация, центральную часть представляет Кедонское поднятие (среднепалеозойская вулканогенно-тектоническая депрессия). Края микроконтинента по надвигам перекрыты комплексами смежных структур.

Индигиро-Колымская складчатая система на территории представлена двумя круп-

ными звеньями - Приколымским и Омудевским горст-антиклинориями, разделенными Арга-Тасским разломом и сопряженным с ним позднемезозойским Элекчанским грабежом. С внешних сторон горст-антиклинории ограничены разломами взбросо-надвигового типа, в их пределах распространены рифейско-нижнепалеозойские и среднепалеозойские толщи, дислоцированные в крупные складки; примечателен чешуйчато-покровный стиль дислокаций.

Структуры Яно-Колымской складчатой системы занимают основную центральную часть территории, распространенные здесь мощные осадочные толщи объединяются в верхоянский комплекс и составляют единый верхнепалеозойско-мезозойский структурный этаж [3].

На площади системы превалирует линейная складчатость. В зависимости от распространенной на поверхности верхней или нижней части разреза структурного этажа выделяются крупные синклиналильные структуры (синклинории) и антиклиналильные (антиклинории, антиклиналильные поднятия). Выявляется закономерность в расположении синклиналильных и антиклиналильных структур: заметно обособляются, изгибаясь и виргируя в восточном направлении, северная (Приколымская) и южная (Приохотская) синклиналильные зоны и разделяющая их цепь внутренних поднятий (антиклинориев). Приколымская синклиналильная зона образована Иньяли-Дебинским и Сугойским синклинориями, Приохотская - Верхнеиндигирским и Арmano-Вилигинским синклинориями, продолжающимися на востоке Гижигинской зоной. Цепь внутренних поднятий составляют кулисообразно соотносящиеся между собой Аян-Юрхский антиклинорий, сходные с ним по истории развития Балыгычанское и Хетагчанское антиклиналильные поднятия.

Верхнепалеозойско-мезозойский комплекс отложений Яно-Колымской системы представляется выполнением обширного задугового бассейна, ограниченного с юга Кони-Мургалской островной дугой [5]. Морфология дна этого бассейна была достаточно сложной, в верхнем течении Колымы для позднего палеозоя выявляются глубоководные условия, погруженной зоне соответствует цепь современных внутренних поднятий [2]. Значительная дифференциация условий осадконакопления реконструируется для триасового периода: наряду с возникающими на месте погруженной зоны конседиментационными поднятиями в краевых зонах в юрский период появляются трогообразные прогибы с турбидитовым типом седиментации.

Структура Яно-Колымской системы сформирована в результате позднеюрских коллизионных процессов, сопровождающихся перемещением и взаимодействием крупных блоков земной коры, развитием складчатых и дизъюнктивных деформаций, внедрением гранитоидных массивов. Широко проявлены продольные северо-западные и субширотные сбросо- и взбросо-сдвиги, отмечается значительная амплитуда горизонтальных смещений. Яно-Колымская система представляется складчато-сдвиговым поясом, динамически сопряженным с находящимся западнее Верхоянским складчато-надвиговым поясом [6].

Тайгоносско-Западно-Корякская складчатая система [4] фрагментами прослеживается вдоль юго-восточного края Яно-Колымской системы, представлена Кони-Пьягинским и Тайгоносским звеньями, разобщенными акваторией залива Шелихова Охотского моря; предполагается, что они имеют непосредственное соединение на дне залива. Структуры сложены мощными верхнепалеозойско-мезозойскими терригенно-вулканогенными и терригенными формациями островодужного характера, дислоцированными в складки субширотного и северо-восточного простирания. В узкой

прибрежной полосе п-ова Тайгонос (Пенжинская зона) обнажаются триасово-юрские кремнисто-вулканогенные образования, слагающие в совокупности с ультрабазитами и габбро типичную офиолитовую ассоциацию. Присутствие меланжа и олистостром позволяет интерпретировать эти образования как аккреционную призму предостроводужного склона Кони-Мургальской островной дуги [8].

Примерно к границе Яно-Колымской и Тайгоносско-Западно-Корякской систем, переходной зоне континентальной коры приурочен альб-поздне меловой Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, который представляется надсубдукционной структурой, возникшей при взаимодействии плит земной коры. Вулканические покровы пояса сопровождаются субдукционными(?) гранитоидными массивами. Зона субдукции оперялась косыми расколами континентальной плиты с проявлениями синхронного магматизма; в качестве оперяющих структур выступают Кэнская лавовая полоса Балыгычано-Сугойского прогиба, Коркодон-Наяханская и Конгинская вулканотектонические структуры.

Локально проявлены кайнозойские неотектонические впадины, которые сочетаются в линейные рифтовые системы (Момскую и Охотско-Анадырскую), пересекающие территорию в разных направлениях. Охотско-Анадырская рифтовая система протягивается в северо-восточном направлении, в целом тяготея к разделу Охотско-Чукотского пояса и Тайгоносско-Западно-Корякской системы. Большая часть составляющих систему впадин приурочена к разломам северо-восточного простирания и определяется как типичные грабены. Рыхлое выполнение впадин (до 1,5 км) представлено кайнозойскими моласами, местами подстилаемыми палеогеновыми базальтами.

Литература

1. Веселов О.В., Грецкая Е.В., Ильев А.Я. и др. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука. 2006. 130 с.
2. Кузнецов В.М. Обстановки позднепалеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы // Тихоокеанская геология 1988. № 1. С. 28–38.
3. Кузнецов В.М. Осадочные формации, тектоническое районирование и палеоструктура восточного фланга Яно-Колымской системы // Колыма. 1994. № 5. С. 12–18.
4. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука. 1976. 159 с.
5. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.
6. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др. Стиль деформаций Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечеств. геология. 2001. № 5. С. 47–51.
7. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. Под ред. Ю.А. Косыгина. М.: Наука. 1984. 200 с.
8. Чехов А.Д., Паланджян С.А. Новые данные по геологическому строению полуострова Тайгонос // Колыма. 1994. № 4. С. 7–11.

А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач

**МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ УДСКОГО КОМПЛЕКСА: ДВА ТИПА,
РАЗЛИЧНЫХ ПО ВОЗРАСТУ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ОБСТАНОВКАМ
ФОРМИРОВАНИЯ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)**

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

Ареал распространения гранитоидов удского комплекса достаточно ограничен – это юго-восточное обрамление Сибирского кратона, в области, примыкающей к крайнему восточному сегменту Монголо-Охотского орогенического пояса. Условно можно выделить две области развития пород этого комплекса: Джугджуро-Становой супертеррейн (ДСС) и Алданский щит (АЩ). Наиболее крупные батолиты пород удского комплекса площадью до 2500 км² распространены в пределах Джанинского блока АЩ. В ДСС они образуют более мелкие плитообразные массивы (5–350 км²) в Удско-Майской структурно-формационной зоне и в Чогарском гранулитовом блоке.

По данным [1] в составе удского комплекса выделяются три интрузивные фазы: первая – диориты, габбро, габбродиориты, вторая – гранодиориты, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры, третья – граниты. Преобладающим распространением пользуются породы второй фазы. Породы комплекса прорывают архейские гнейсы и гранулиты чогарской, джанинской и удско-майской серий, раннедокембрийские гранитоиды марагайского, древнестанового и тукурингского комплексов и анортозиты и габброиды древнеджугджурского и майско-джанинского комплексов, терригенно-карбонатные породы верхнего рифея и венда, а также юрские вулканогенно-осадочные породы джелонской свиты. В свою очередь гранитоиды удского комплекса прорываются позднемеловыми гранодиоритами джугджурского комплекса и перекрываются верхнемеловыми туфами магейской свиты. Геохронологическое изучение пород комплекса производилось только с использованием К-Аг метода. В результате этих работ был получен достаточно широкий спектр возрастных значений, от 140 до 75 млн лет [1].

Нами были проведены комплексные геохронологические, изотопные и геохимические исследования гранитоидов удского комплекса, развитых в двух различных типах тектонических структур региона: 1) в западной части Чогарского блока ДСС, где они тесно ассоциируют с юрскими вулканитами джелонской свиты, входящем в состав Удского вулcano-плутонического пояса юрско-раннемелового возраста (Парфенов и др., 1999) и 2) в Джанинском блоке АЩ.

Главными задачами исследования интрузивных пород удского комплекса являлись: 1) определение возраста пород и их корреляция с вулканитами Удского пояса; 2) геохимическая и геодинамическая типизация гранитоидов; 3) определение источников пород; 4) обоснование геодинамической обстановки их формирования.

Изотопное датирование U-Pb методом по единичным зернам циркона (ID TIMS) гранитоидов удского комплекса продемонстрировало их разновозрастность. Для гранитоидов Чогарского блока был получен возраст 180±2 млн лет, а для Джанинского блока – 116±1 млн лет. Для удобства обозначим гранитоиды с возрастом 180 млн лет как первый тип, а с возрастом 116 млн лет как второй тип.

Геохимическое изучение этих пород также продемонстрировало различия в их составе. По петрохимическим характеристикам они достаточно близки. На диаграмме (K₂O+Na₂O) – SiO₂ составы пород варьируют от кварцевых диоритов до гранитов нор-

мального и умеренно-щелочного ряда. По щелочно-известковому индексу (MALI) породы принадлежат, главным образом, к известково-щелочному типу, K/Na отношение, как правило, ниже 1. Породы принадлежат к метаглиноземистому типу ($A/CNK = 0.71-0.96$) с низким уровнем алкаитности ($NK/A = 0.46-0.83$) и низкой степенью железистости ($f = 0.53-0.82$). Основные различия этих двух групп гранитоидов раскрываются на уровне элементов-примесей. В целом и те, и другие характеризуются умеренными и низкими содержаниями большинства несовместимых элементов, за исключением Ba и Sr, в породах первого типа их содержания составляют 470–900 и 200–464 мкг/г соответственно, а в породах второго типа – 850–1150 и 740–772 мкг/г. В целом гранитоиды первого типа несколько обогащены по сравнению со вторыми K, Rb, Y, Zr, Hf, HREE, Th и U. Спайдерграммы пород обоих типов, демонстрирующие плавное снижение содержаний элементов в ряду увеличения совместимых свойств элементов, характеризуются резкими отрицательными аномалиями Nb и Ta и менее выраженными – P и Ti. При этом гранитоиды второго типа отличается от первого наличием резких положительных аномалий Ba и Sr. Минералого-геохимические особенности пород обеих групп отвечают гранитоидам I-типа. Наиболее характерными и отличительными чертами вторых являются высокие значения Sr/Y отношений (91–107), высокий уровень фракционирования REE ($[La/Yb]_n = 20.5-43.2$) и наличие положительной Eu аномалии (1.05–1.13), сближающие их с адакитами постколлизийного типа. REE в породах первого типа слабо фракционированы ($[La/Yb]_n = 4.51-5.92$), причем в области HREE фракционирование значительно слабее, чем в LREE ($[La/Sm]_n = 2.50-3.57$, $[Gd/Yb]_n = 1.20-1.49$). Eu аномалия варьирует от 1.20–0.70 в кварцевых диоритах до 0.71–0.49 в гранитах. По уровню содержаний и характеру распределения редких элементов они идентичны гранитоидам магматических дуг. На дискриминационной диаграмме Yb/Ta – Y/Nb составы этих пород группируются в области поля пород IAB. На диаграмме Na–K–Ca точки лежат в поле магматических дуг, тяготея к известково-щелочному тренду. В отличие от типичной известково-щелочной серии повышенное $FeO^{tot}/MgO (>2)$ этих пород свойственно активным континентальным окраинам, но не островным дугам. На это указывают также и повышенное K/Na (0.47–1.22) и относительно более низкое K/Rb отношение (697–260) и повышенное Rb/Sr отношение (0.07–0.47).

Еще более резкие различия между породами этих двух групп выявляются при анализе изотопных данных. Для гранитоидов первого типа характерен существенно более радиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(T) = -2.3 \dots -3.2$, $T_{Nd}(DM) = 1.22-1.36$ млрд лет, $T_{Nd}^{\odot} = 1.17-1.24$ млрд лет) и менее радиогенный изотопный состав Sr ($ISr = 0.7044-0.7045$) по сравнению с гранитоидами второго типа ($\epsilon_{Nd}(T) = -11.7 \dots -12.3$, $T_{Nd}(DM) = 1.38-1.64$ млрд лет, $T_{Nd}^{\odot} = 1.90-1.94$ млрд лет и $ISr = 0.7053$). Были также получены изотопные составы Nd для вмещающих пород этих гранитоидов. Для архейских гранулитов и чарнокитов Чогарского блока $\epsilon_{Nd}(180)$ варьирует от -32.4 до -40.0, а $T_{Nd}(DM)$ от 2.92 до 3.17 млрд лет. Для гнейсов, гранулитов и гранитов Джанинского блока приводятся иные изотопные характеристики Nd, указывающие на их палеопротерозойский возраст ($\epsilon_{Nd}(116) = -15.8 \dots -22.3$ и $T_{Nd}(DM) = 2.27-2.68$ млрд лет [2, 3]).

Из приведенных изотопных данных следует, что формирование исходных магм для гранитоидов первого типа происходило из смешанного источника. Совершенно очевидно, что одним из компонентов этого источника была докембрийская кора. Наиболее вероятным коровым компонентом могли служить архейские породы Чогарского блока, вмещающие интрузивные тела этих гранитоидов. Вторым, ювенильным, компо-

нентом, вероятнее всего, могло служить вещество деплетированной мантии, учитывая субдукционную природу этих гранитоидов. Судя по приведенным изотопным данным, вклад мантийного источника в состав исходных магм этих пород был достаточно высок. Относительно низкое значение ISr , скорее всего, исключают верхнекоровый источник для этих пород, и это не противоречит геологическим данным, указывающим на нижнекоровую природу архейских пород Чогарского блока. Для гранитоидов второго типа также подразумевается формирование за счет смешанного источника. Однако разница в изотопном составе Nd этих пород и вмещающих пород не столь велика при том, что по петрографическому составу пород и возрасту они мало различаются. В качестве корового компонента подразумеваются вмещающие метаморфические породы и гранитоиды палеопротерозойского возраста, а в качестве ювенильного – вещество метасоматизированной литосферной мантии.

По возрасту и составу гранитоиды первого типа близки к вулканитам джелонской свиты (178–176 млн лет, [4]) и образуют с последними Удский вулcano-плутонический пояс, входящий в состав Удско-Мургальской дуги, которая протягивается по границе палео-Азиатского океана с Сибирским континентом [5]. Гранитоиды второго типа по возрасту и составу наиболее близки гранитоидам Станового постколлизийного вулcano-плутонического пояса [6]. Ранее полагалось, что Удско-Мургальская дуга в юго-западном своем окончании в глубь континента сменяется Становым поясом [5]. Однако, проведенные нами исследования, а также данные [4] демонстрируют, что эти две магматические структуры были сформированы в разное время и в различных геодинамических обстановках.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (Проект № 18-05-00403).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова. Объяснительная записка. СПб. ВСЕГЕИ. 2007. 448 с.
2. Мишкин М.А., Ленников А.М., Вовна Г.М. и др. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) // Геохимия. 2007. № 6. С. 608–623.
3. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
4. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Раннеюрские вулканические породы Удского пояса (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): геохронологические и геохимические $40Ar/39Ar$ -данные // Доклады АН. 2015. Т. 460. № 1. С. 65–69.
5. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24–43.
6. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинскобакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса // Доклады АН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314–319.

В.В. Лепешко, Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров, Ю.И. Мельниченко
О СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЯХ МАНТИИ, ЗЕМНОЙ КОРЫ И РЕЛЬЕФА В ОБЛАСТИ
АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ

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

Цель статьи – изложение результатов изучения деформаций земной коры на основе сравнительного анализа структурных рисунков земной поверхности и полей геофизических аномалий.

Строение рельефа, геофизических полей, вещества литосферы имеют между собой причинно-следственные связи. Структурными мы называем те из них, которые участвуют в формировании, и распределении структур земной коры и мантии. Они обязаны таким свойствам геосфер как целостность и связность [1, 7].

Морфоструктурные признаки тектонических деформаций представляют собой характерные сочетания форм рельефа земной поверхности, образованные взаимодействием процессов тектонических деформаций и экзогенного выравнивания. Поверхность Мохоровичича как граница верхней мантии деформируется соответственно вязкопластическому течению мантии [3, 5]. Таким образом формируется её рельеф.

Авторами проведён сравнительный анализ структурных рисунков карт рельефа, гравитационных, магнитных аномалий и теплового потока для выявления тенденций динамики, проявленных в строении земной коры.

Для этого применены массивы альтиметрических данных, представленные в Интернете [9–11]. Они различаются детальностью, интерактивными возможностями. Авторы пользовались данными программ ETOPO 1², maps.grida и MF7 [3, 9–11] Обработка данных проводилась в форматах «SURFER», «EXCEL», «PaintNET».

Парагенезы деформаций определяются по признакам удлинения, сжатия, изгибов участков земной коры [4, 6]. В тектоносфере они могут выявляться по характерным признакам строения рельефа, геологической поверхности, геофизических полей.

Структурные рисунки полей геофизических аномалий и рельефа имеют черты закономерного сходства и различия. Границы крупнейших в регионе морфоструктур полностью или почти совпадают с границами генетически связанных с ними геофизических полей. В рельефе такие морфоструктуры, как правило, различаются признаками выравнивания и деформаций земной поверхности [3, 5]. От равнин (слабые деформации) до горных цепей (сильные). Во многом соответствуют рельефу в региональном масштабе поля гравитационных аномалий в редукции Фая. В редукции Буге отражены распределения плотностей и мощностей материковой и океанической коры с трендом: чем ближе мантия к земной поверхности – тем большие значения гравитационных аномалий. Поля магнитных аномалий отражают наиболее устойчивые тенденции в развитии материковой коры и наиболее интенсивные в пределах океанической и переходной зоны.

По распределению в плане морфометрических и геологических характеристик земной поверхности и поверхности Мохоровичича регион делится на участки с разной концентрацией неоднородностей. Протяжённые зоны с высокой концентрацией неоднородностей разделяют поля с более низкими концентрациями. На рис. приведена схема, объединяющая тренды строения рельефа, геологической поверхности и поверхности

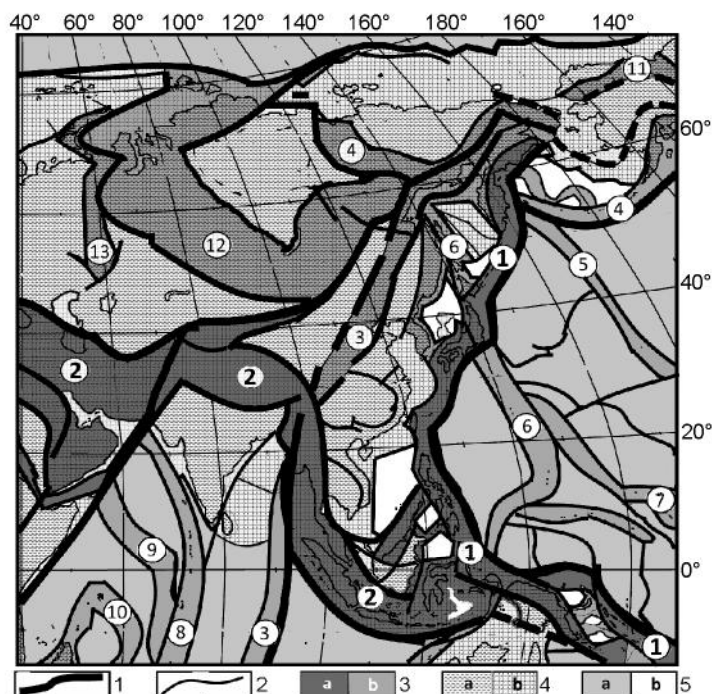


Рис. Схема структурных парагенезов деформаций земной коры, проявленных в геологическом строении и геофизических полях Азиатско-Тихоокеанского сегмента.

1–2 границы парагенезов трансрегиональных деформаций: 1 – отсекающие, с неоген-четвертичными трендами протяженности; 2 – отсечённые, с донеогеновыми трендами. 3–5 – структурные парагенезы деформаций. 3 – поперечного сжатия (цифрами в кружках отмечены номера парагенезов): а – максимального, b – умеренного, сменяемого поперечными и диагональными растяжениями. 4–5 – деформаций рассредоточенных и сложных, переменных направлений. 4 – в материковой коре: а – суши, b – акваторий морей. 5 – в коре океанической (a) и поднятиях Мохо в переходной зоне (b).

Мохо.

Сравнительный анализ структурных рисунков геологического строения, рельефа, и поверхности Моховичича в регионе показал наличие локальных, региональных и трансрегиональных тенденций в эволюции поверхности земной коры региона. Это тенденции тектогенеза в верхней мантии и коре при постепенно изменяющихся векторах геомеханических напряжений. По масштабам и пространственно-временным взаимоотношениям структурных парагенезов деформаций следует предположить, что деформации поверхности – результат деформаций всей мощности коры в связи с вязкопластическим сложным течением мантии [1, 2, 8]. Точнее осветить эту версию можно с привлечением данных глубинных исследований Земли.

В строении рельефа Земли наиболее заметно отражен кайнозойский этап эволюции тектоносферы, при котором сформировался современный Мировой океан.

Главные силы, контролируемые деформации земной коры – силы вязкого течения мантии, гравитации и инерции. Силы, вызывающие течение мантии – это силы вращения

Земли, связности и инерции.

Работа выполнена в рамках программы «Дальний Восток» (проект № 15-1-1-017).

Литература

1. Бурундуков А.С. Фундаментальные структуры: эмпирические системы. Владивосток: Дальнаука, 2005. 304 с.
2. Долицкий А.В. Земная кора: образование, деформация, развитие. Тектоника вращающейся мантии. // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 115–161.
3. Лепешко В.В., Казанский Б.А. Сравнение структур рельефа и гравитационного поля в Азиатско-Тихоокеанском регионе // Физика геосфер: X Всероссийский симпозиум, Владивосток, Россия: мат. докл. / Тихоокеанский океанологический институт им.В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С. 167–170.
4. Лепешко В.В., Белоус О.В., Мельниченко Ю.И. Признаки кайнозойских деформаций в структурах граничных поверхностей Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всероссийской конференции, Владивосток. Владивосток: Дальнаука. 2014. С. 71–73.
5. Маслов Л.А. Романовский Н.П. Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубинным геолого-геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 3–23.
6. Пушаровский Ю.М. Избранные труды: Тектоника Земли. Этюды: в 2 т. / Ю.М. Пушаровский; Геолог. ин-т. Т.1: Тектоника и геодинамика. М.: Наука. 2005. 350 с.
7. Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340)
8. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окаинноморская модель). – М.: Научный мир, 2000 г. 204 с.
9. http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
10. <http://maps.grida.no/go/collection/topographic-maps>
11. Magnetic Field Model MF7

А.И. Малиновский**МЕЛОВЫЕ ТЕРРЕЙНЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ***ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивостока*

Современная тектоническая структура южной части Дальнего Востока России представляет собой коллаж различных по возрасту и происхождению террейнов, причлененных к восточной окраине Азиатского континента в палеозое и мезозое (рис.). Большая часть террейнов имеет меловой возраст, а их формирование тесно связано с режимом взаимодействия Азиатского континента и прилегающей океанической плиты Иванаги [1]. Эти террейны имеют самое различное происхождение и, соответственно, геодинамическая типизация их крайне важна для понимания процессов геодинамической эволюции зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту.

Палеогеодинамические обстановки в древних бассейнах обычно распознаются по ряду признаков: палеогеологическому положению, строению и составу слагающих их толщ, петрохимии вулканитов. Многочисленными исследованиями [6, 7] показана достаточная надежность выделения этих обстановок на основании изучения и интерпретации вещественного состава терригенных пород.

Объектами исследования были меловые терригенные отложения Киселевско-Маноминского, Кемского, Журавлевского и Западно-Сахалинского террейнов юга Дальнего Востока России. В их строении участвуют мощные толщи осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Изучение вещественного состава пород позволило установить их различную палеогеодинамическую природу.

Киселевско-Маноминский террейн расположен в Нижнем Приамурье, протягиваясь полосой вдоль р. Амур на 700 км. Террейн образован пакетами тектонических пластин, сложенных готерив-сеноманскими кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами с телами базальтов и известняков, песчаниками, алевролитами, пачками турбидитов, горизонтами микститов и туфов. Суммарная мощность отложений порядка 4 000 м.

Кемский террейн, находящийся в восточной части хребта Сихотэ-Алинь, протягивается вдоль побережья Японского моря на 850 км. Он сложен баррем(?)–альбские образованиями мощностью до 5 500 м, среди которых широко развиты турбидиты, горизонты песчаников, алевролитов и микститов, а также пласты гравелитов, конгломератов, основных вулканитов и их пирокластов.

Журавлевский террейн занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь, вытягиваясь в северо-восточном направлении на 800 км. Берриас-альбские отложения террейна, мощностью около 11 000 метров, представлены преимущественно терригенными породами – песчаниками, алевролитами и аргиллитами, пачками турбидитов, а также горизонтами и линзами конгломератов, гравелитов и микститов.

Западно-Сахалинский террейн располагается на территории Западно-Сахалинских гор, протягиваясь вдоль побережья Татарского пролива на 650 км. В строении террейна участвуют хорошо датированные берриасдатские отложения, с размывом, но без углового несогласия перекрывающиеся кайнозойскими образованиями. Меловые отложения, мощностью до 9 000 м, представлены терригенными и вулканогенно-осадочными породами – алевролитами, песчаниками, пачками турбидитов, гравелитами, конгломератами, туфами, тефроидами.

Во всех объектах изучался вещественный состав песчаных и глинисто-алевритовых

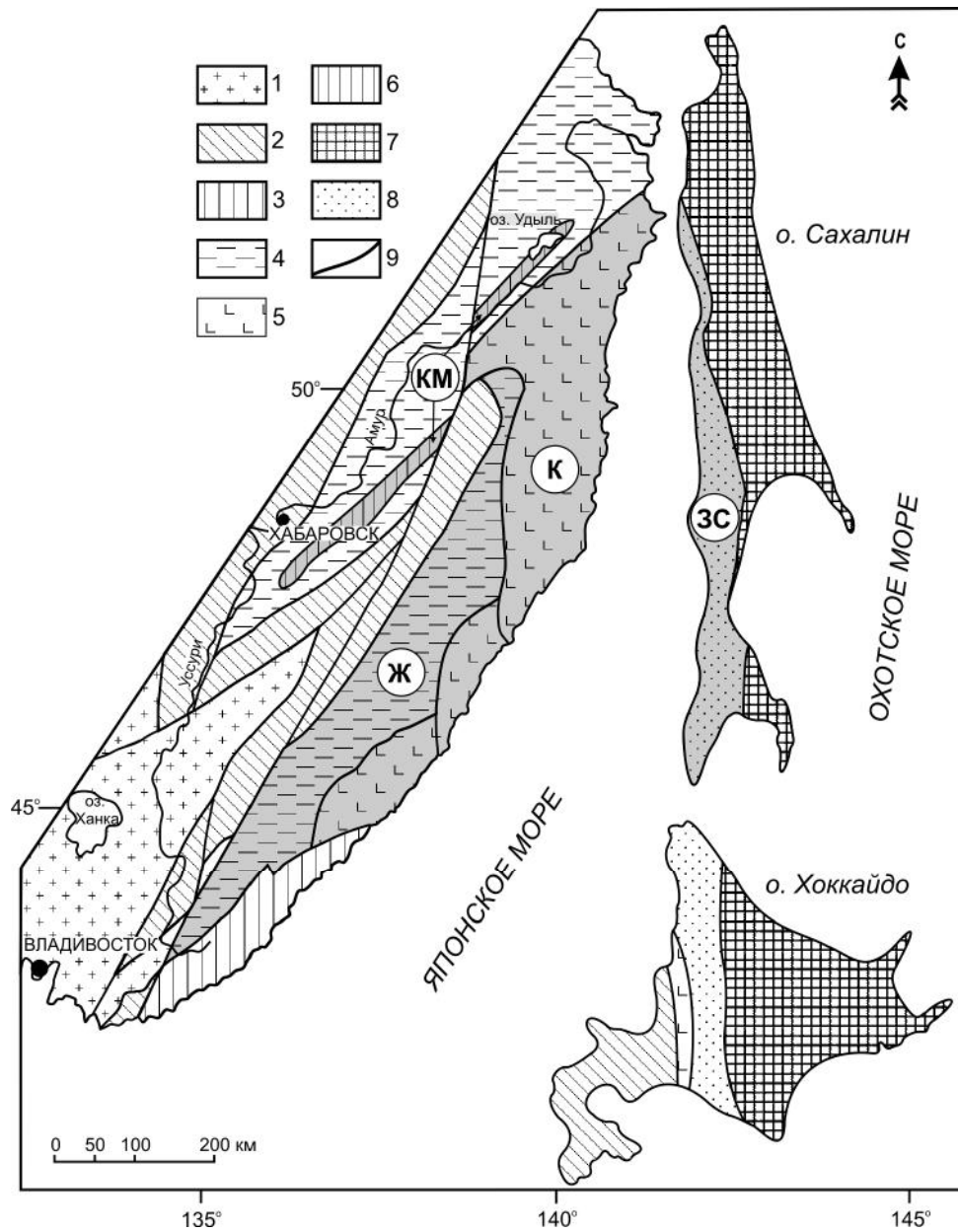


Рис. Схема террейнов юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий.

1–6 – террейны: 1 – домезозойские, 2 – юрской аккреционной призм, 3–5 – раннемеловые: 3 – аккреционной призм, 4 – окраинно-континентального синдвигового бассейна, 5 – островодужные; 6 – ранне-позднемеловой аккреционной призм, 7–8 – ранне-позднемеловые-палеогеновые: 7 – аккреционной призм, 8 – окраинно-континентального синдвигового бассейна; 9 – разломы. Серым цветом показаны изученные террейны: К – Кемский, КМ – Киселевско-Маноминский, Ж – Журавлевский, ЗС – Западно-Сахалинский.

пород. Обобщение и интерпретация полученных результатов позволило установить палеогеодинамическую природу изученных объектов и выявить основные источники их питания.

Формирование терригенных комплексов Киселевско-Маноминского террейна происходило в преддуговом бассейне, связанном с океанической островной дугой типа Идзу-Бонинской. Область питания, поставлявшая материал в этот бассейн, была гетерогенной. Основным источником вещества была вулканокластика, поступавшая с энсиматической дуги, к которой примешивалось некоторое количество материала с размывавшейся континентальной окраины [5].

Генетическая интерпретация вещественного состава пород Кемского террейна свидетельствует об их накоплении в задуговом бассейне энсиалической дуги, примером которой являются Японские острова. Область питания объединяла в себе ранне-меловую Монероно-Самаргинскую дугу, поставлявшую в этот бассейн основную вулканокластику, а также поднятые гранитно-метаморфические блоки континентальной коры, служившие ее основанием [2].

Формирование мощных терригенных толщ Журавлевского террейна происходило в бассейне, связанном с крупномасштабным трансформным левосторонним перемещением литосферных плит при малой роли вулканических процессов. Основными источниками обломочного материала были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной коры, а также фрагменты домеловой активной окраины, в строении которой участвовали пластины кремней и офиолитов [3].

Формирование терригенных отложений Западно-Сахалинского террейна также происходило вдоль границы континент-океан в обстановке, связанной с крупномасштабными левосторонними трансформными скольжениями плиты Изагаги относительно Евразийского континента. В состав области питания входили сиалическая суша, сложенная гранитно-метаморфическими и осадочными породами и зрелая энсиалическая островная дуга, которой была, очевидно, раннемеловая Монероно-Самаргинская дуга, фрагментом задугового бассейна которой является Кемский террейн [4].

Таким образом, рассмотрены строение и вещественный состав терригенных пород ряда террейнов, расположенных в южной части Дальнего Востока России. Несмотря на то, что все они имеют меловой возраст, формирование их проходило в различных геодинамических обстановках.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 981 с.
2. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Состав и обстановки накопления нижнемеловых терригенных пород бассейна р. Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 5. С. 495–514.
3. Малиновский А.И., Голозубов В.В. Строение, состав и обстановки формирования нижнемеловых отложений Журавлевского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 4. С. 399–424.
4. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Касаткин С.А. Вещественный состав и обстановки формирования меловых терригенных отложений Западно-Сахалинского террейна // ДАН. 2015. Т. 463. № 3. С. 317–322.
5. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
6. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З. К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 5. С. 55–68.
7. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. P. 611–627.

**Ю.И. Мельниченко¹, Г.З. Гильманова², В.В. Лепешко¹, Н.С. Ли¹,
Л.А. Изосов¹, О.В. Рыбас²**

**ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ДНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО
ОКЕАНА**

*¹ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток*

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Северо-Западная часть Тихого океана, включая впадины морей континентальной окраины Азии, в геодинамическом отношении представляет зону взаимодействия литосферных плит. Геологические следствия их пространственных соотношений проявляются в деформации земной поверхности, что находит свое выражение, прежде всего, в рельефе. Механизм его формирования, как и происхождения морских впадин и котловин, решается неоднозначно. Понятно, что в своей геодинамической основе он формируется под влиянием эндогенных сил, зарождающихся в ходе тектонической эволюции Земли. Обусловленное ими движение вещественных потоков находит выражение в структурном рисунке рельефа. Он показывает организацию разнообразных форм земной поверхности закономерно возникающих в энергетических полях литосферы. Это совокупность геометрических форм или отдельные характерные формы, появившиеся как следствие определенных процессов, т.е. морфоструктурный парагенез. Изучение структуры рельефа может существенно дополнить и изменить представления о геодинамике переходной зоны «континент-океан». В докладе представлены результаты исследования еще слабо изученного процесса формирования рельефа дна океана. В качестве первого шага в этом направлении проводилась систематизация форм земной поверхности региона в их парагенетической связи. Конечной целью исследования было выделение структурных форм и получение кинематических и геодинамических характеристик морского дна, без которых невозможно составить представление об эволюции любого участка океанической окраины.

Исходным материалом для работы служили карты и схемы рельефа земной поверхности и геофизических полей. Проведены статистические исследования цифровой модели рельефа дна северо-западной части Тихого океана и окраинных морей Востока Азии. По данным цифровых моделей рельефа SRTM03 (радарная съемка) проведено исследование деформации земной коры Филиппинского моря. На базы данных ETOPO1' (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) рассчитаны статистические характеристики рельефа Япономорского региона. Работа осуществлялась в два этапа: обработка альтиметрических данных и сопоставление обнаруженных морфоструктурных неоднородностей с геологическими материалами, прежде всего, полученных авторами в морских экспедициях.

Обработка материалов радарной съемки осуществлялась на основе положений теории масштабируемого пространства в применении к исследованию рельефа земной поверхности по специально разработанной методике (О.В. Рыбас) дешифрирования исходного материала. Она предусматривает выделение линейных и куполообразных структур посредством операций вычисления модуля градиента рельефа и лапласиана поверхности Гаусса. Обработка данных ETOPO1' проводилась в форматах «SURFER» и «EXCEL». Получены комплект карт рельефа дна в изолиниях и в виде подсвеченных по-

верхностей (3D), схемы минимальных, средних, максимальных и стандартных отклонений высот и гравитационных аномалий в редукции Фая, аномалий гравитационного поля, коротких (элементарных) и протяженных линеаментов и ядерно-блоковых структур. С помощью программы WinLESSA рассчитаны статистические характеристики рельефа дна Филиппинского моря и Япономорского региона. Получены картографические схемы линеаментов впадины Японского моря и прилегающих к ней территорий континентально-островной суши и частей дна океана. Как сочетание расчетов Модулем градиента рельефа и Лапласианом получено также цветное изображение поверхности. Эти материалы становились предметом дальнейшей визуальной оценки. С разных позиций они отражают структуру поверхности земной коры региона и текстуру (горные массивы и особенно впадины). По картам изучались пространственно-временные соотношения участков поверхности, различающиеся структурой и текстурой, выявлялись тенденции распределения признаков деформации коры. Тенденции строения и развития поверхности земной коры подтверждены статистическими выкладками, они сопоставлялись с данными экспедиционных геологических исследований, проводился сравнительный анализ структурных парагенезов рельефа, геофизических полей, геологического строения.

Комплексная статистическая обработка данных альтиметрии показала неоднородную картину кинематики разных частей Филиппинского и Японского морей и дна океана, неоднократную смену геодинамических режимов в эволюции земной коры азиатской окраины Тихого океана. Выделена когерентная структура дна окраинных морей, отображающая особенность блоково-разломной деформации земной коры в области фронтального геодинамического взаимодействия континентальных и океанических масс литосферы на сочленении литосферных плит Евразии, Тихого океана и Австралии. Она развивалась в обстановке тектонической активизации ранее сформированной дизъюнктивной “решетки” земной коры, что обусловлено глубокими трансрессивными напряжениями в областях сочленения литосферных блоков. Это привело к трансрегиональным сдвигам и снятию напряжений (декомпрессии) на их границах. Латеральные напряжения в регионе способствовали горизонтальным перемещениям (вязким тектоническим течениям) и перемешиванию объемных масс литосферы, которые сопровождалась подъемом и обширными излияниями глубинных магматических масс на поверхность земной коры и синхронными гравитационными оседаниями блоков коры.

Отчетливо дискретная картина структурного рисунка морского дна свидетельствует о ведущей роли дизъюнктивной деформации коры, характерно отсутствие пликативных дислокаций. В структуре преобразованного рельефа наблюдаются элементы вязкого тектонического течения объемных масс литосферы, преобладает латеральная сдвиговая составляющая, выделяются элементы, появление которых обусловлено вертикальной инъекцией базальтовой магмы. В изученном регионе выявлены участки земной коры, отличающиеся пространственными размерами и энергетическими параметрами рельефа. Они выделяются морфологическим строением, типом и возрастом земной коры и другими параметрами. Характерной чертой их морфотектонического строения является система линеаментов. Выделяются линейные (короткие латеральные и региональные протяженные), концентрические, кольцевые, радиальные, S-подобные, дуговые и прочие нелинейные формы. Они объединяются в серии и зоны, составляя части спиралевидных, сигмовидных и вихревых структур. Подобные структуры, возможно, служат отражением силовых полей литосферы и могут расцениваться как признаки циклонической деятельности в рамках энергетических ячеек земной коры. Она обусловлена конвекцией

подкорových и сиалических масс вещества, возникающей под влиянием ротационных и пульсационных сил планеты. С циклоническими явлениями в суперячейках, вероятно, связаны разломы, сдвиги, раздвиги, островодужные явления и прочие морфотектонические процессы, организующие мегаструктуру рельефа Земли. В целом характер деформации коры и структурный рисунок рельефа дна указывают на когерентную природу геодинамики региона. Она обусловлена его положением в системе встречных движений плит Евразии, Тихого океана и Австралии. Продолжающееся с миоцена гравитационное оседание литосферы рассматривается как один из факторов геодинамического состояния региона. Эти процессы, вероятно, характерны для всей континентально-океанической окраины Востока Азии, которые и привели в конечном итоге к развитию морских впадин на границе континент-океан.

В заключение следует отметить высокую эффективность использования материалов спутниковой альтиметрии в изучении труднодоступных для стандартных геологических методов исследования глубоких акваторий Мирового океана.

Работа выполнена по программе фундаментальных исследований «Дальний Восток» (проект № 15-1-1-017, проект № 18-1-008) и при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект № 18-05-00153 А.

Т.В. Меркулова, Г.З. Гильманова, С.А. Тусикова

**РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ ПО АНАЛИЗУ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, СЕЙСМИЧНОСТИ И РЕЛЬЕФА НА ТЕРРИТОРИИ
ПРИАМУРЬЯ**

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

На территории Приамурья крупных региональных разломов северо-западной (СЗ) ориентировки не устанавливается, кроме сегмента Пауканского разлома [1]. В соседних с Приамурьем континентальных областях разломные зоны такого направления распространены широко и часто имеют древний возраст. В зоне Тихого океана так же выделяется крупная сейсмоактивная разломная зона Носаппу (возраст поздняя юра – ранний мел), северо-западная ориентировка которой согласуется с генеральным направлением движения Тихоокеанской плиты. Эта зона простирается от возвышенности Шацкого до окраины континента [2].

Мелкие локальные разрывы этого направления в регионе часто устанавливаются по геологическим данным [1]. Выделенные геофизическими методами локальные разломные структуры СЗ ориентировки в осадочных бассейнах региона и сопредельной территории Восточного Китая рассматриваются как трансферные, т. е. поперечные к грабенообразующим разломам северо-восточного направления. Разрывы СЗ направления часто выражены в рельефе, их образование связывается со «стриплинговыми» структурами, формирующимися в верхних слоях земной коры при мощных горизонтальных напряжениях [3]. В данной работе для выделения разломов северо-западной ориентировки использован комплексный анализ линеаментов по рельефу и геофизическим признакам разрывов такого направления. К последним относятся оси аномалий гравитационного и магнитного полей (линеаменты), вызванные дайками, жилами и другими телами интрузивных пород, а так же упорядоченность в северо-западном направлении землетрясений. Для получения линеаментов по рельефу использовались цифровые модели рельефа (ЦМР) SRTM-03, обработанные с применением фильтра выделения границ (модуль градиента рельефа). Далее статистический анализ рельефа проводился автоматически, с применением методики LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis), реализованной в программе WinLESSA. В итоге получены схемы линеаментов СЗ направления разной степени выраженности и их плотности.

Для получения линеаментов по анализу геофизических полей использованы карты гравитационного и магнитного полей масштаба 1:1000 000. Данные наблюдаемых геофизических полей были подвержены разложению на региональную и локальную компоненты. При этом для гравитационного поля получены локальные компоненты двух порядков. В локальной компоненте 1-го порядка содержится информация о более крупных глубинных неоднородностях, чем 2-го порядка. Далее выполнена процедура трассирования осей аномалий. Все процедуры разложения полей и трассирования аномалий выполнены с применением программы КОСКАД-3Д, разработанной А.В. Петровым. Таким образом, были получены линеаменты (оси аномалий), предоставившие информацию о расположении линейных зон тектонической нарушенности северо-западного направления.

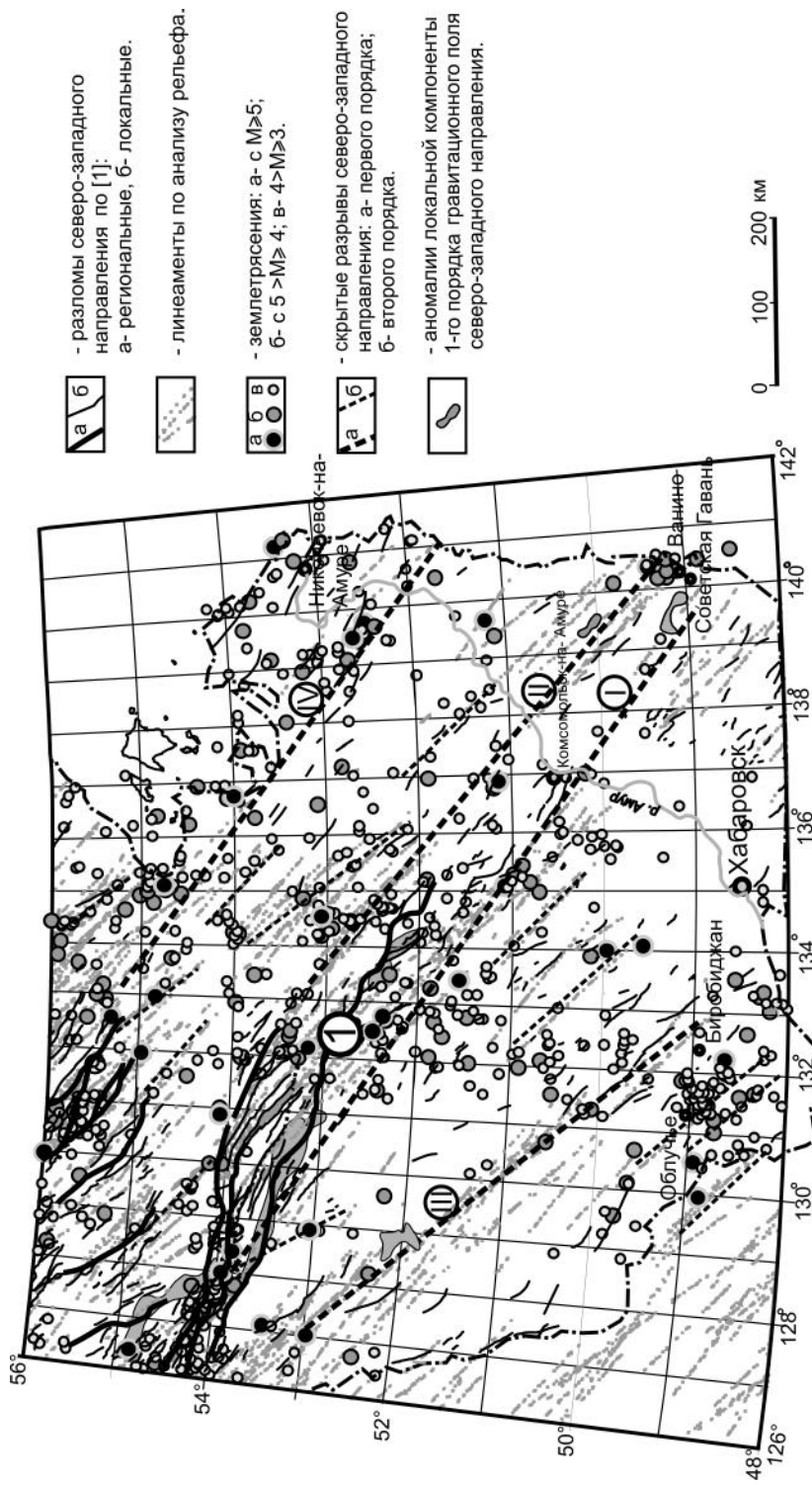


Рис. Линеаменты рельефа и разломы северо-западного направления в Приморье. Цифра 1 в кружке – Пауканский разлом.

Так же одним из косвенных признаков существования разрыва может быть упорядоченность землетрясений в линейные зоны, так как очаг землетрясения рассматривается как протяженный разрыв. По геофизическим данным признаки разрывов северо-западного направления в большей степени проявлены в аномалиях магнитного поля, часто коррелирующихся с мелкими аномалиями гравитационного поля (локальные аномалии 2-го порядка). Только в единичных случаях разрывы этого направления контролируют более крупные плотностные неоднородности, фиксирующиеся в локальных аномалиях 1-го порядка. Достаточно уверенно разрывы северо-западного направления проявлены линеаменами рельефа или их сгущениями.

По комплексным данным выделяются четыре протяженные разломные зоны северо-западного направления, сейсмоактивные на современном этапе. Разрывы I и II в западной части проходят практически параллельно сегменту древнего Пауканского разлома, а далее к востоку продолжают этот разрыв до побережья. Кроме линеаментов рельефа, локализации локальных разломов и упорядоченности землетрясений, разлом I практически на всем протяжении корреспондирует с аномалиями магнитного поля СЗ ориентировки. Оба разлома контролируют изменение структурного плана локальных аномалий гравитационного поля 1-го порядка: к югу аномалии этой компоненты характеризуются выдержанным северо-восточным простиранием, которое севернее этих разломов нарушается: аномалии имеют часто изометричную или сложную форму. На восточном окончании этих разрывов наблюдаются достаточно крупные локальные аномалии 1-го порядка гравитационного поля положительного знака. Разлом III выделяется в основном по сгущению линеаментов рельефа и упорядоченности землетрясений. Он ограничивает локальные аномалии 1-го порядка гравитационного поля северо-восточной ориентировки положительного знака, т. е., вероятно, этот разрыв имеет признаки трансферного разлома. Разрыв IV, кроме линеаментов, мелких разломов по геологическим данным, упорядоченности землетрясений в отдельных сегментах подтверждается аномалиями магнитного поля.

Так же выделяется серия менее протяженных разрывов 2-го порядка, сейсмоактивных на современном этапе. Например, южнее разлома III, отмечается серия разрывов в основном по группированию землетрясений с $M \geq 3$ в зоны северо-западного направления, которые корреспондируют в некоторых местах с линеаменами рельефа.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00015).

Литература

1. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука. 2015. 132 с.
2. Касаткин С.А., Обжиров А.И. Флюидоконтролирующее значение разломной зоны Носаппу и условия формирования потоков метана и залежей газогидратов (Охотоморский регион) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 1. С. 61–66.
3. Усиков В.И. 3-D – модели рельефа и строение верхней части земной коры Приамурья // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, 6. С. 14–32.

М.Ю. Носырев, А.Н. Диденко

ПЛОТНОСТНАЯ СТРУКТУРА МАНТИИ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕНА

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

Изучение глубинных особенностей литосферной мантии дает важную информацию как в плане оценки современных геодинамических процессов, таких как сейсмичность, так и для расшифровки эволюции региона, понимания его металлогенических особенностей. Одним из важных аспектов в этом направлении является изучение плотностной структуры мантии.

Вопросы изучения плотности верхней мантии Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий начали рассматриваться с конца 70-х годов прошлого века [3, 5]. В силу ряда причин эти построения были ограничены: 1) расчёты выполнялись преимущественно по отдельным сейсмическим профилям, расположенным на значительном удалении друг от друга; 2) характеризовалась преимущественно плотность подкоровой мантии до глубин 50–60 км. Эти данные позволяли судить только о латеральных неоднородностях в распределении плотности на данном глубинном уровне без представления о морфологии аномальных областей. Рассчитанные в последнее время более глубинные разрезы с включением верхних частей астеносферы, единичны и также не позволяют говорить о площадных особенностях структуры мантии [5]. Таким образом, на сегодняшний день увязанных плотностных моделей мантии на территорию Сихоте-Алинского орогенного пояса, рассчитанных на глубину более 100 км не существует и, соответственно, получение такой модели представляется актуальной задачей.

Для решения данного вопроса нами использованы алгоритмы статистической оценки аномалиеобразующих объектов реализованные в программном комплексе КО-СКАД [7]. Речь идет об известном способе вариаций Б.А. Андреева [2], но существенно улучшенном на этапе выделения аномалий определенных частот за счет применения современных методов адаптивной полосовой фильтрации [7]. На основе данного алгоритма была рассчитана трехмерная сеточная модель относительного распределения гравитирующих источников до глубины 140 км по сети $10 \times 10 \times 10$ км, что может рассматриваться как распределение плотности на соответствующих глубинах. Пересчет в реальные плотности позволил отобразить полученные результаты в относительном виде; в % к среднему значению плотности на данном глубинном уровне. В результате получены согласованная для всей рассматриваемой территории 3Д-модель и «срезы» по отдельным глубинным уровням (рис.) распределения плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Сихотэ-Алиня.

Анализ рассчитанной модели показывает значительную плотностную неоднородность мантии региона. В целом можно отметить, что основной структурной особенностью распределения плотности в мантии Сихоте-Алинского орогенного пояса является наличие протяженных, чередующихся зон повышенной и пониженной плотности близ-меридиональной ориентировки, разделенных вертикальными и наклонно падающими на запад петроплотностными границами.

В первую очередь обращает внимание наличие в мантии 2 интенсивных зон разуплотнения. Наиболее контрастно проявлена восточная зона. Она устойчиво протягивается на сотни километров и охватывает глубины от 120–140 км до подошвы земной коры. Наиболее интенсивное разуплотнение наблюдается на глубинах 40–90 км, глубже

его интенсивность уменьшается. С точки зрения морфологии на отдельных отрезках данная зона имеет тенденцию погружения на запад под углом 40–45°, в других частях она субвертикальная. Данная зона разуплотнения может быть связана с процессами субдукции позднемелового возраста. Она фиксирует области преобразования вещества в мантийном надсубдукционном клине связанные с движением расплавов и флюидов и формированием промежуточных магматических очагов над поверхностью погружающегося слэба. Подобные области в мантии изучены для ряда современных и палеосубдукционных обстановок [6]. Во многих случаях уже на уровне земной коры данные зоны разделяются на несколько ветвей, которым в верхней части коры соответствуют области интенсивного проявления интрузивного магматизма и вулканизма.

Вторая аномальная зона расположена западнее и проявлена на всю изученную мощность мантии. В ряде случаев она образует сквозную коро-мантийную зону разуплотнения, в других случаях развита только на уровне мантии и явного ее продолжения в коре не наблюдается. Она несколько отличается от предыдущей зоны по морфологии, является

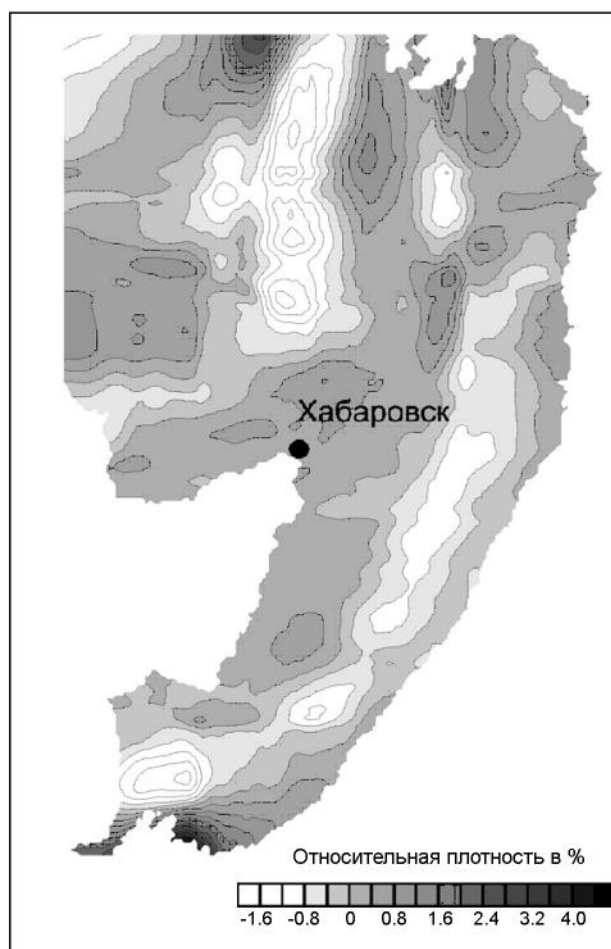


Рис. Плотность мантии на глубине 140 км.

практически вертикальной. Наиболее контрастная аномалия пониженной плотности мантии отвечает Баджал–Ям–Алинскому и Мяо–Чанскому звеньям Хингано–Охотского вулcano–плутонического пояса и вытянута в меридиональном направлении почти на 600 км. На Хинганском отрезке зона подворачивает на северо–восточное направление и интенсивность разуплотнения здесь существенно уменьшается. Данная аномалия также фиксирует область преобразования мантии в связи с развитием промежуточных магматических очагов и продвижением расплавов и флюидов в земную кору. Она связана с геологическими процессами позднеюрского–раннемелового возраста протекавшими на активной континентальной окраине в условиях косо́й субдукции переходящей в условия трансформной окраины [4].

Второй особенностью структуры мантии является наличие интенсивных зон повышенной плотности, захватывающих весь изученный интервал мантии и нижнюю часть коры, располагающихся с востока от зон разуплотнения и сопряженных с ними. Данные зоны отчётливо отвечают областям развития современных впадин и ареалам распространения кайнозойских базальтов. Такие сопряженные линейные аномалии уплотнения–разуплотнения могут отвечать зонам палеосубдукции. Подобная картина в частности зафиксирована для Камчатки [1].

Также надо отметить, что в Сихоте–Алинском регионе, где субдукционная обстановка на длительный период времени сменялась геодинамической обстановкой трансформной окраины, плотностные неоднородности мантии могут отражать также ее преобразование и появление магматических очагов условиях скольжения плит.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (№ 16-17-00015) и в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило–Камчатского региона и условия магмообразования / Геодинамика и вулканизм Курило–Камчатской островодужной системы. Петропавловск–Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. 428 с. <http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1164975>
2. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра. 1965. 495 с.
3. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука. 1995. 139 с.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. С. 1–572. Кн. 2. С. 573–981.
5. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышева, Б.Г. Саксина. Владивосток: Дальнаука. 2010. 332 с.
6. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 701–722.
7. А.А., Петров А.В., Алексашин А.С. Комплекс спектрально–корреляционного анализа данных «Коскад 3D» / <http://coscad3d.ru/main.php>
8. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л. О мантийной природе зон разуплотнения в литосфере притихоокеанских орогенных сооружений // Тихоокеанская геология. 1984. № 2. С. 87–90

А.П. Оболкин

**ПОСТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА
АЛДАНО - МАЙСКОГО ПРОГИБА ПО МАТЕРИАЛАМ СЕЙСМО-, ГРАВИ- И
МАГНИТОРАЗВЕДКИ**

ФГБУН Институт проблем нефти и газа ЯНЦ СО РАН, г. Якутск

Основные результаты сейсморазведочных исследований Алдано-Майского прогиба (АМ) прогиба опубликованы в 2011 г. [1]. При интерпретации сейсморазведочных материалов применялась сеймостратиграфия [2]. По результатам работ выделен ряд сейсмофациальных комплексов (СФК) различного генезиса, в том числе поверхности фундамента, что дало возможность построить его поверхность в северной части АМ прогиба (рис. а) [3, 4]. Прогиб вытянут в широтном направлении, размеры составляют 750 x 300 км. По рельефу фундамента в его составе выделяются Улкано-Кыллахская (УК) (ранее Усть-Майская) рифтовая зона (PR1, R1), Батомгско-Майский выступ (БМ) выступ фундамента и осложняющие их Алданская, Майская, Учурская и Улканская впадины. Южная часть Учурской и Улканская впадины, выходят на дневную поверхность. Они изучены геологической съемкой и грави- и магнитогравиразведкой [5, 6]. К юго-западу и югу Учурская впадина по данным геологической съемки разделяется на две ветви юго-восточную и юго-западную [5, 6] (рис.). Юго-восточная ветвь с ее вулканогенным рифтогенным Улканским прогибом раннепротерозойского времени заложена улканским и уянским осадочно-вулканогенными комплексами (рис.) [5–7].

Изучение автором изданных карт потенциальных полей [5, 6], в том числе трансформированных [4], показало, что в аномальном гравиметрическом и магнитном полях структуры фундамента АМ прогиба находят отражение. БМ выступ проявляется в виде 13 крупных, локальных блоков в аномальном магнитном и гравитационном полях (рис. б). УК рифтовая зона проявляется в аномальном поле силы тяжести в виде полосы отсутствия по простиранию и, контрастными в крест простирания рифта, градиентами границ крупных блоков. Осевая часть рифта прослеживается в виде узкой, ломаной, прерывистой зоны соединяющей локальные минимумы аномального поля силы тяжести. По результатам анализа выделены границы проявления УК рифтовой зоны, которая проявляется в потенциальных полях как сплошная шовная зона отделяющая БМ выступ от примыкающих тектонических структур (рис. б). На востоке и юго-востоке ГК рифтовая зона граничит с наложенными рифтовыми зонами PZ-MZ-KZ возраста. Исходя из особенностей потенциальных полей, на основе анализа строения изученной сейсморазведкой северной части АМ прогиба, автором выполнены структурные построения поверхности фундамента в южной и юго-восточной части БМ выступа и УК рифтовой зоны (рис. а).

В пределах южной части Алданской впадины, помимо СФК фундамента, рифов и других проявлений осадочного чехла, выявлен СФК обусловленный проявлением вулканитов R1- PR1 возраста [4], которому, в плане, соответствует Мильская положительная магнитная аномалия (рис. а). Аналогичный Мильской СФК присутствует в нижней части УК рифтовой зоны вблизи Кыллахской положительной магнитной аномалии (рис.). Геологической съемкой в пределах Улканской впадины выявлены вулканиты улканской и элгэтэйской свит (мощностью 2 400 м) нижнего протерозоя и бириндийской свиты (мощностью 380 м) нижнего рифея, сложенной в основном базальтоидами субщелочного и нормального рядов, которым подчинены терригенные и туфоогенно-осадочные

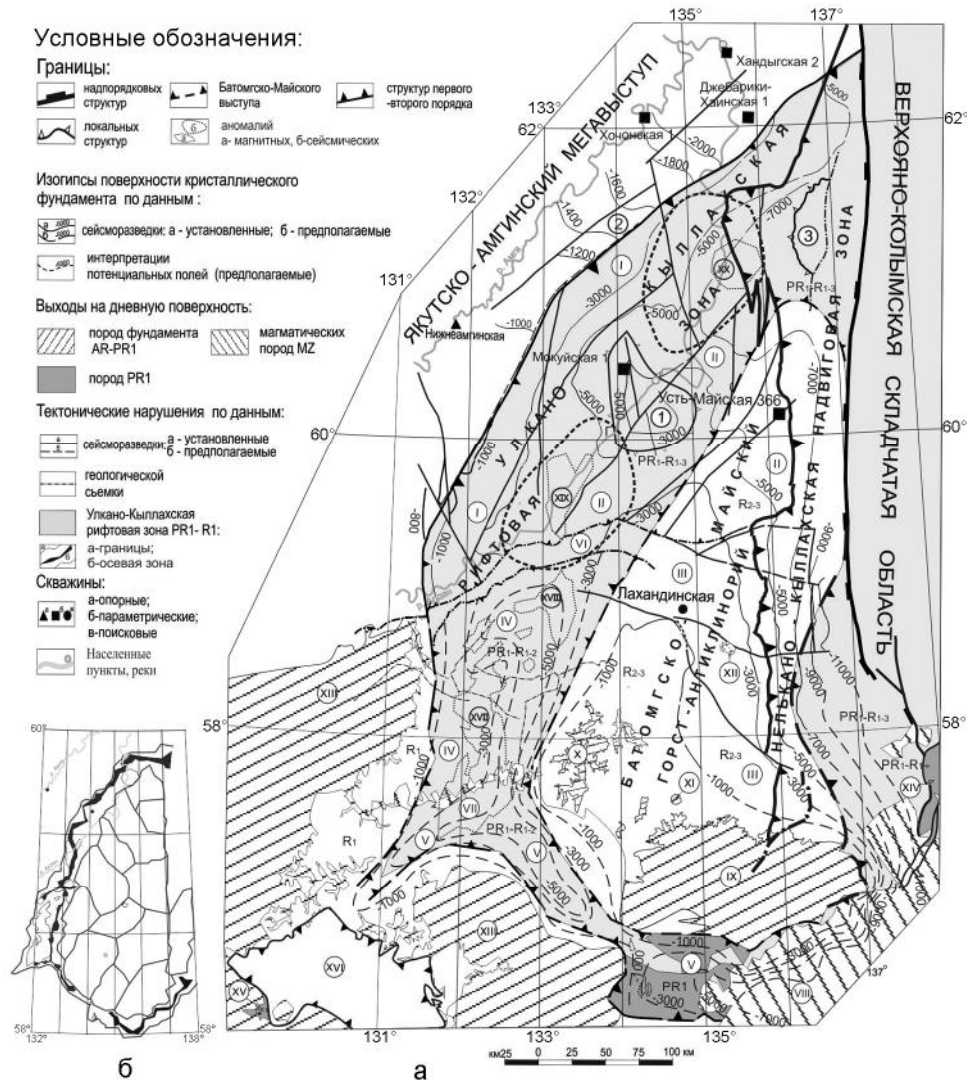


Рис. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента Алдано-Майского прогиба по данным сейсмо-, грави- и магниторазведки. Оболкин А.П. 2019 г.

I – Алданская моноклинал. Впадины: II – Алданская; III – Майская; IV – Учурская; V – Улканская, VI – Дыгдинский вал. Вулкано-плутонические структуры: VII – Кет-Капский; VIII – Удско-Куйдусунский. Выступы кристаллического фундамента: IX – Батомгский; X – Омнинский; XI – Кадарский; XII – Ингилийский; XIII – Учурский. XIV – Билякчанский тектонический блок. XV – Мевочанский авлакаген. XVI – Токкинская впадина. Магнитные положительные аномалии: XVII – Аимская; XVIII – Чьянская; XIX – Мильская; XX – Кыллахская. Локальные структуры: 1 – Нижнемайская; 2 – Куолумский вал; 3 – Горностахская антиклиналь.

породы [5]. В центральной части Улканской впадины выявлены две небольшие положительные магнитные аномалии. К востоку от нее рифтовая часть перекрыта Удско-Куйдусунским вулканогенным комплексом мелового возраста проявляющееся в магнитном поле обширной положительной аномалией [5]. Таким образом вулканы проявляются

в аномальном магнитном поле АМ прогиба и примыкающих структур.

Обсуждение результатов. Геофизические материалы северной части прогиба совместно с материалами геологической съемки, грави –и магниторазведки данными глубокого бурения, дали возможность оценить глубину залегания кристаллического фундамента на всем протяжении УК рифтовой зоны. Существование в пределах Алданской, Учурской впадин УК рифтовой зоны ряда положительных магнитных аномалий по аналогии с проявлениями вулканитов в Улканской впадине, дает основание считать, что с ними связаны аналоги вулканитов улканской, элгэтэйской и бириндийской свит. Показана перспективность Учурской впадины на продолжение региональных геолого-геофизических исследований, не только на выявление нефтегазоперспективных но и золоторудных объектов. Интерес представляет Аимская аномалия, которую пересекает Кет-Капская золоторудная зона.

Литература

1. Берзин А.Г., Оболкин А.П., Севостьянов С.Ю., Егошин А.А., Дьяконова В.А. Новые данные по геолог Алдано-Майского прогиба. Отечественная геология. 2011. № 6. С. 21–26.
2. Пейтон Ч., Вейл П.Р., Грегори А.П., Митчем Р.М. мл., Шерифф Р. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. МИР. Москва. 1982. Т. 1.С. 375, Т. 2.С.486.
3. Дьяконова В.А «Комплексные геофизические работы (сейсморазведка, электроразведка, гравиметрия, геохимия) в Аяно-Майском районе Хабаровского края (Юдомский объект)» 2014 ФБУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу»*
4. Григорьева. Т.И., Отчет о результатах работ по объекту «Комплексные геофизические работы - сейсморазведка, электроразведка, гравиметрия, геохимия, аэромагнитометрия на Алдано-Амгинской площади (Амгинский, Усть-Майский, Чурапчинский районы (улусы) Республики Саха (Якутия)» за 2012–2014 гг. 2014. ФБУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу».*
5. Дымович В.А., Васькин А.Ф., Опалихина Е.С., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 г. 364 с. + 2 вкл.
6. Митрофанова Н.Н. и др. Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Иркутск, 2009.
7. Радьков А.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Беленко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-52 – Томмот. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 276 с. + 3 вкл.

Примечание * фондовые

Р.О. Овчинников

**ВОЗРАСТ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД
ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Буреинский континентальный массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [4]. По существующим на данный момент представлениям [2], к наиболее древним образованиям этого массива относятся условно позднеархейские метаморфические комплексы, P-T-условия формирования которых соответствует амфиболитовой фации. Также как и в соседнем – Цзямусинском массиве, первоначально они относились к так называемой амурской серии. Позднее [5] условно раннедокембрийские образования Буреинского массива стали относиться к дягдаглейской толще, а амурская серия стала выделяться только в строении Цзямусинского массива.

С метаморфическими образованиями дягдаглейской толщи пространственно ассоциируют тела метаморфизованных габброидов амурского и гранитоидов древнебуреинского комплексов, также условно отнесенных к позднему архею [2]. Однако, как показали ранее проведенные геохронологические исследования, породы отнесенные к этим комплексам имеют позднепалеозойский и раннемезозойский возрасты [3], а не раннедокембрийский, как было принято считать ранее.

В связи с тем, что метаморфические породы дягдаглейской толщи Буреинского массива слабо изучены, и в то же время, они считаются одними из древнейших образований в строении этого массива, нами были проведены геохимические, геохронологические исследования метаморфических пород дягдаглейской толщи представленных в небольших разрозненных береговых обнажениях в верховьях ручья Дягдагле, а также в ксенолитах и тектонических блоках среди палеозойских и раннемезозойских гранитоидов в бассейне ручья Завальный.

Среди метаморфических образований дягдаглейской толщи в нашей коллекции преобладают биотитовые, двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы.

Для определения первичной природы протолита изучаемых гнейсов мы использовали дискриминационные функции $DF_{shaw} (=10.44 - 0.21SiO_2 - 0.32Fe_2O_3 - 0.98MgO + 0.55CaO + 1.46Na_2O + 0.54K_2O)$ [8] и $DF(x) (= -0.24SiO_2 - 0.16TiO_2 - 0.25Al_2O_3 - 0.28FeO^* - 0.30MgO - 0.48CaO - 0.79Na_2O - 0.46K_2O - 0.10P_2O_5 + 26.64)$ [1]. Биотитовые, двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы дягдаглейской толщи имеют строго отрицательные значения функции Df_{shaw} в интервале от -4.24 до -0.52 , что соответствует метаморфическим породам, образовавшимся за счет преобразования осадочных пород. В тоже время, исследуемым породам дягдаглейской толщи характерны строго положительные значения функции $DF(x)$ (от 0.15 до 1.77), что, согласно идее разработчика, так же соответствует метаморфическим породам, имеющим первично осадочное происхождение.

Кроме того, на дискриминационных диаграммах MgO/CaO vs P_2O_5/TiO_2 [10] и $Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) - K_2O/(K_2O + Na_2O)$ [9] фигуративные точки метаморфических пород дягдаглейской толщи занимают поля соответствующие пара породам.

В целом, геохимические особенности биотитовых, двуслюдяных гранатсодержащих гнейсов указывают на то, что они образовались за счет метаморфических преобразований осадочных пород.

U-Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования выполнены для цирконов из двуслюдяного гранатсодержащего гнейса (обр. R-71), отобранного в верховьях ручья Дягдагле.

Выделение цирконов из образцов выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Далее цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовалось в режиме BSE (back-scattered electron) с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом Центре Аризонского Университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6) [7]. При построении гистограмм распределения и кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов использовались рекомендации Г. Гехрела [6], в том числе, опубликованные на сайте лаборатории (www.laserchron.org).

Всего из данного образца было проанализированы 122 зерна цирконов для которых получены 92 конкордантных оценки возраста, находящихся в интервале 956–474 млн лет. При этом анализировались как ядра циркона, так и оболочки. Пики на кривой относительной вероятности возраста цирконов соответствуют значениям 487, 541, 690, 778 и 896 млн лет. Следует отметить, что значения палеозойского возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) получены для ядер и оболочек циркона. При этом ядра отличаются высоким (до 2600 мкг/г) содержаниями урана и низкими Th/U отношениями (0.02–0.08).

Наиболее молодой пик на кривой относительной вероятности возрастов соответствует возрасту 487 млн лет, что определяет нижнюю возрастную границу накопления протолита рассматриваемых пород. Верхняя возрастная граница протолита в настоящее время является не столь очевидной. Тем не менее, результаты проведенных исследований позволяют нам утверждать, что дягдаглейская толща имеет не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а более молодой – палеозойский возраст.

Таким образом, результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. Основываясь на геохимических особенностях, а также присутствии нескольких разновозрастных популяций детритовых цирконов, можно с уверенностью предполагать, что рассматриваемые нами породы образовались за счет метаморфического преобразования осадочных пород

2. В результате геохронологических исследований было установлено, что рассматриваемые породы имеют не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а более молодой – палеозойский возраст, и они не могут рассматриваться в качестве фундамента Буреинского континентального массива.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-00001).

Литература

1. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
2. Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2007.
3. Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 56–70.
4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
5. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГТТИ, 1994.
6. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities. In: Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances // Wiley – Blackwell. 2011. P. 47–62.
7. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06 A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. N 1 a. P. 49.
8. Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 9. N 1. P. 18–35
9. Shan H., Zhai M., Zhu X., Santosh M., Hong T., Ge S. Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic and geochemical constrains on the origin of the paragneisses from the Jiaobei terrane, North China Craton // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 214–227.
10. Werner C.D. Saxonian granulites- a Contribution to the Geochemical Diagnosis of Original Rocks in High Metamorphic Complexes // Gerlands Beitr. Geophys. 1987. V. 96. N 3. P. 271–290.

Р.О. Овчинников¹, Н.М. Кудряшов²

**ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ КИВИЛИЙСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ
ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (БАССЕЙН Р.БУРЕЯ)**

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²ФИЦ Кольский научный центр РАН, г. Апатиты

Буреинский континентальный массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна [1].

Получение геохронологических, геохимических, изотопно-геохимических данных “реперных” магматических комплексов, слагающих рассматриваемый массив является одним из наиболее рациональных подходов не только к решению проблемы понимания геологической эволюции континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса, но и понимания геологической эволюции этого крупнейшего подвижного пояса Земли в целом.

Безусловно, к таким реперным объектам относится кивилийский комплекс, относимый на геологических картах последнего поколения к ордовику. Согласно ранее полученным данным, возраст порфиробластических роговообманково-биотитовых гранодиоритов Кивилийского массива одноименного комплекса составляет 474±1 млн лет [2]. В тоже время для разных массивов данного комплекса приводятся значения возраста, варьирующие в достаточно широких пределах (см. обзор в (N-52, N-53, M-53)). В этой связи мы провели исследования порфиробластических гранодиоритов кивилийского комплекса массива Самыкинский (в приустьевой части одноименного ключа, правый борт р. Бурей) в центральной части Буреинского континентального массива.

Исследования методом ID-TIMS выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты). Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. Концентрации U и Pb определялись методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) с использованием смешанного изотопного индикатора ²⁰⁸Pb+²³⁵U. В качестве эмиттера ионов использовался силикагель. Уровень холостого опыта за период исследования составлял менее 80 пг для свинца и 40 пг для урана. Все изотопные отношения исправлены на величину масс-фракционирования (0.12±0.04 ‰), рассчитанную для параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5 %. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» [3] и Isoplot v. 4.15 [4]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [6]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [5]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Циркон, выделенный из образца С-1155, представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными длиннопризматическими кристаллами кремового цвета. Основными элементами огранки являются грани призмы {110} и дипирамиды {111}. Поверхность граней кристаллов ровная, ребра четкие. Размер зерен циркона изменяется от 500 до 50 мкм; K_{удл.} = 3.0–4.0. Внутреннее строение характеризуется наличием незначительного количества твердофазных включений, представленных апатитом и кварцем.

В режиме катодolumинесценции в большинстве зерен отчетливо проявлена тонкая зональность роста. Для проведения U-Pb изотопных исследований методом ID-TIMS были использованы четыре навески кристаллов циркона без видимых включений, отобранные из размерных фракций –500+150 мкм, –150+100 мкм, –100+70 мкм и –70+50 мкм. Аналитические Точки изотопного состава циркона всех четырех фракции располагаются на конкордии, находясь в пределах аналитической ошибки в интервале по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ от 452.0 до 452.9 млн лет. Вычисленная величина возраста четырех конкордантных фракций составила 453.1 ± 2.3 млн лет, СКВО=1.4, вероятность конкордантности 0.23. Морфологические особенности циркона, наличие в нем тонкой зональности роста, позволяют сделать вывод об его кристаллизации из расплава. Округленный до целых значений. Значение конкордантного возраста 453 ± 2 млн лет, полученный для четырех конкордантных фракций циркона, принимается нами в качестве оценки возраста времени формирования исследуемых пород.

В результате проведенных исследований можно сформулировать следующие выводы:

1) Возраст порфиробластических гранодиоритов кивилийского комплекса массива Самыкинский (в приустьевой части одноименного ключа, правый борт р. Бурей) составляет 453 ± 2 млн лет;

2) Учитывая ранее полученные данные о возрасте порфиробластических гранодиоритов гранитов Кивилийского массива (474 ± 1 млн лет), можно предполагать, что в составе кивилийского комплекса объединены разновозрастные породы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект №19-05-00103).

Литература

1. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
2. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 3. С. 392–396.
3. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
4. Ludwig K.R. Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. N 4. 77 p.
5. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet Science Letters. 1975. V. 26. N 2. P. 207–221.
6. Steiger R.H., Jager E. Subcommission of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet Science Letters. 1976. V. 36. N 2. P. 359–362.

**А.Ю. Песков, А.Н. Диденко, А.В. Кудымов, А.С. Каретников,
М.В. Архипов**

**ПАЛЕОШИРОТА ФОРМИРОВАНИЯ ВАЛАНЖИНСКИХ ПЕСЧАНИКОВ
ПИОНЕРСКОЙ СВИТЫ (ЖУРАВЛЕВСКО-АМУРСКИЙ ТЕРРЕЙН, СЕВЕРНЫЙ
СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

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

Сихотэ-Алинский орогенный пояс образован разновозрастными террейнами с различной геодинамической историей формирования – фрагментами юрских и ранне-меловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем, а также ранне-мелового синдвигового турбидитового бассейна (Журавлевско-Амурский террейн). Согласно работе [1, Стр. 184]: «Раннемеловые образования Журавлевско-Амурского террейна смяты в сложную систему тесно сжатых складок и чрезвычайно фрагментированы в процессе левосторонних перемещений... Поэтому восстановление первичных координат и конфигурации палеобассейна, где эти осадки накапливались, с достаточной определенностью пока невозможно».

В настоящей работе представлены результаты палеомагнитного изучения валанжинских песчаников пионерской свиты комсомольской серии с целью определения масштабов перемещения и координат формирования раннемелового Журавлевско-Амурского турбидитового бассейна (ЖР).

Краткая геологическая характеристика района работ

По современным представлениям [3, 7 и др.] отложения пионерской свиты комсомольской серии по комплексу фауны соответствуют валанжинскому ярусу нижнего мела (132.9–139.8 млн лет). Изученные породы обнажаются по побережью Сахалинского залива между мысами Промежуточный и Мофета (54.09° с.ш., 140.05° в.д.). Мощность данного разреза составляет 1140 м. Разрез осадочных образований представлен преимущественно грубым чередованием мелкозернистых песчаников (2–10 м) и пачек (1.5–4 м) ритмично переслаивающихся алевролитов и мелкозернистых песчаников, а также пластов алевролитов (0.2–1.5 м). Вышеотмеченное грубое чередование пород, содержит более мощные пачки ритмично переслаивающихся алевролитов и песчаников (до 60 м), алевролитов и аргиллитов (до 40 м), а также пласты алевролитов (до 70 м).

Результаты палеомагнитных исследований

Палеомагнитные исследования включали в себя чистки переменным магнитным полем (Н-чистка) и температурой (Т-чистка). Большая часть изученных образцов имеет двухкомпонентный состав вектора естественной остаточной намагниченности (NRM). В некоторых образцах из сайта P1702 наблюдается трехкомпонентный состав NRM.

Низкотемпературная (LT) и низкокоэрцитивная (LC) компоненты намагниченности выделяются в диапазонах 25–300 °С и 1–15 мТ, соответственно. Данные компоненты, на наш взгляд, являются результатом наложения вторичной и современной (вязкой) компонент намагниченности и поэтому дальнейшему анализу не подвергались.

Среднетемпературная и среднекоэрцитивная компоненты намагниченности выделяются в диапазоне 300–400 °С и 15–25 мТ, соответственно. Поскольку данные компоненты установлены лишь в нескольких образцах из сайта P1702, дальнейшему

анализу они не подвергались.

Высококоэрцитивная (НС) и высокотемпературная (НТ) компоненты намагниченности имеют схожие между собой направления, что свидетельствует в пользу древнего возраста выделенной компоненты намагниченности [6]. На ортогональных диаграммах НТ компонента выделяется в интервале температур от 380 до 580°C и спадает в начало координат. НС компонента намагниченности на ортогональных диаграммах выделяется в интервале от 20 до 60 мТ и «идет» в начало координат.

Поскольку направления установленных НТ и НС компонент на ортогональных диаграммах спадают в начало координат, среднее направление, рассчитанное по данным компонентам, можно считать характеристическим (ChRM) для валанжинских песчаных пород комсомольской серии Журавлевско-Амурского террейна (табл.).

Таблица. Результаты палеомагнитных исследований

Для ChRM наблюдается увеличение кучности распределения в стратиграфической

Сайт	N ₁	N ₂	Залегание слоя, °		Dec _g , °	Inc _g , °	K	a ₉₅ , °	Dec _s , °	Inc _s , °
P17/2	15	14	319	40	294.2	62.3	14.8	10.7	306.7	24.0
P17/3	11	6	137	110	248.1	-67.5	20.1	15.3	293.5	26.4
P17/4	25	15	317	87	162.6	60.3	11.1	12.0	302.8	29.4
Среднее направление ChRM по образцам (N=35)					229.3	68.0	2.2	21.8		
							13.7	6.8	302.7	26.8
Среднее направление ChRM по сайтам (N=3)					236.0	47.5	1.1	180		
							148.2	10.2	301.0	26.7
Координаты палеомагнитного полюса					Plat = 30.4°; Plong = 31.1°; dm = 7.4 dp = 4.0					
Палеоширота					14.2° (+4.2°/-3.9°)					

Примечание. N₁ – количество образцов в сайте; N₂ – количество образцов, в которых установлена ChRM; Dec, Inc – склонение и наклонение ChRM в географической (g) и стратиграфической (s) системах координат; K – кучность распределения ChRM; a₉₅ – овал доверия 95% ChRM; Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp; dm – полуоси овала доверия палеомагнитного полюса.

системе координат: по образцам более чем в 6 раз (Ks/Kg = 6.2); по сайтам более чем в 100 раз – Ks/Kg = 134.7 (табл.). Максимальная кучность наблюдается при введении 97 % поправки на залегание пород, что свидетельствует о «доскладчатом», близком ко времени образования пород, возрасте ChRM.

По среднему направлению ChRM, рассчитанному по образцам, были вычислены координаты палеомагнитного полюса и палеоширота формирования изученных пород. Результаты расчетов представлены в таблице.

Обсуждение и заключение

Как было установлено нами, изученные породы приобрели доскладчатую компоненту намагниченности, близкую по времени образования самих пород в приэкваториально-тропической зоне (табл.), что отчасти не согласуется с имеющимися биостратиграфическими данными для пород комсомольской серии; известны находки бореальной фауны [7]. Однако имеются данные и о находках тетической фауны (берриасский аммонит *Pseudosubplanites* [7]) в отложениях комсомольской серии. Поэтому можно заключить, что в настоящее время существует неоднозначность в имеющихся

палеобиогеографических определениях для раннемеловых пород комсомольской серии.

Полученные палеомагнитные данные позволяют количественно оценить палеошироты формирования, которые определяются интервалом $10\text{--}18^\circ$ с.ш. (табл.). Это означает, что впоследствии породы пионерской свиты претерпели северный дрейф вдоль континентальной палеоокраины на $3\ 900\text{--}4\ 800$ км. С учетом имеющихся палеомагнитных данных по сеноман-туронским вулканическим породам ЖР [5] можно заключить, что в интервале времени $132.9\text{--}95$ млн лет назад, средняя скорость дрейфа ЖР в северном направлении составляла $10.3\text{--}12.7$ см/год.

Возможна и несколько другая интерпретация времени начала смещения изученных пород на север. Как было показано в [4], смена субдукционного геодинамического режима на трансформный у восточной активной окраины Евразийского палеоконтинента в меловое время могла произойти существенно позже – в позднем апте $115\text{--}110$ млн лет назад. И если исходить из этого временного рубежа, то скорость миграции блока изученных пород комсомольской серии составляла примерно 20 см/год.

Полученные в настоящей работе результаты согласуются с ранее опубликованными данными о существовании крупноамплитудных левых сдвигах в меловое время вдоль восточной окраины Евразии. Согласно работам [1, 2] ЖР формировался и был аккрецирован к континенту в обстановке левосдвиговых дислокаций вдоль трансформной континентальной границы.

Стоит отметить, что рассчитанные палеошироты формирования изученных валанжинских пород ($10\text{--}18^\circ$ с.ш.) сопоставимы с палеоширотами формирования (4° ю.ш.– 11° с.ш.) берриас-валанжинских базальтов рождественской свиты [8], которые входят в состав Хоккайдо-Сахалинской ветви Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса.

Заключение

В результате палеомагнитных исследований в раннемеловых осадочных породах пионерской свиты установлена древняя «доскладчатая» характеристическая компонента намагниченности, по которой были рассчитаны координаты палеомагнитного полюса и палеоширота формирования изученных пород. Валанжинские породы, входящие в состав Журавлевско-Амурского турбидитового бассейна, формировались в приэкваториальных широтах ($10\text{--}18^\circ$ с.ш.) вблизи границы «континент-океан». В интервале времени $132.9\text{--}95$ млн лет назад они были сдвинуты в северном направлении на $3900\text{--}4800$ км, при этом средняя скорость их дрейфа могла составлять от 10 до 20 см/год.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-05-00117 (полевые и геолого-структурные исследования) и № 18-35-00048 (палеомагнитные исследования).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-54. Серия Дальневосточная / Авторы: Л.И. Шаруева, В.Г. Лопатин, Г.В. Роганов и др; редактор: Г.В. Роганов, О.И. Супруненко / Объяснительная записка. 2016. СПб: ВСЕГЕИ. 480 с.
4. Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан-Евразия в конце раннего мела // Доклады академии наук. 2019 (в печати)

-
5. Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм вулканогенных и осадочных пород утицкой свиты (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 5. С. 3–18.
 6. Метелкин Д. В., Казанский А. Ю. Основы магнитотектоники: учеб. Пособие / Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск. 2014. 127 с.
 7. 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.
 8. Abrajevitch A.V., Zyabrev S.V., Didenko A.N., Kodama K. Paleomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophysical Journal Intern. 2012. V. 190. P. 1439–1454.

В.Ф. Полин**АНАДЫРСКО-БРИСТОЛЬСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ПОЯС: ИСТОРИЯ
ВЫДЕЛЕНИЯ, СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ; КРИТЕРИИ ОТЛИЧИЯ
БАЗАЛЬТОВ ПОЯСА ОТ «ВЕРХНИХ» БАЗАЛЬТОВ СМЕЖНЫХ СТРУКТУР**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Анадырско-Бристольский (АБВП) палеоцен (маастрихт?) – раннеэоценовый и Корякско–Западно-Камчатский (КЗКВП) эоцен – миоценовый вулканические пояса маркируют развитие Охотско-Чукотской активной континентальной окраины с конца позднего мела до плиоцена. АБВП является основной тектонической структурой Берингово-морского шельфа, где происходит сложное сочленение складчатых систем Северо-Восточной Азии (Корякского нагорья и Чукотки) и Западной Аляски. Этим объясняется интерес к его геологии, возрасту и составу слагающих толщ.

АБВП выделен как самостоятельная структура В.В. Ивановым [1983], на основании магнитометрических [Верба, Гапоненко и др., 1971; Marlow et al., 1976] и прямых геологических данных [Агапитов, Иванов, Крайнов, 1973] в том числе, результатов буровых работ [Иванов, 1983; Захаров и др., 1994; и др.]. Западный фланг АБВП, по представлениям В.В. Иванова, ранее выделялся под названием Пенжинско-Анадырского вулканогенного пояса (ПАВП) [Верба, Ермаков, 1976].

Строение разрезов вулканитов АБВП известно благодаря глубоким скважинам Чукотской нефтеразведочной экспедиции и американских геологоразведочных фирм. Скважины вскрыли палеоцен-эоценовые базальты на шельфе Берингова моря, во впадинах Анадырской, Сент-Джордж, Прибылова, Наваринской и Бристольской. Как сам В.В. Иванов [1983], так и некоторые другие российские исследователи [Ставский, 1987; Зоненшайн, 1988, 1990; Акинин, 2009; 2012] в Анадырско-Бристольский пояс в его российской части включили также базальтоидные вулканогенные толщи, распространённые в бассейнах рек Танюрер, Канчалан, Энмываам, Белая, Еропол, традиционно относимые либо к Пенжино-Анадырскому, Корякско–Западно-Камчатскому (КЗКВП) вулканогенным поясам (танюрерская свита и палеогеновые базальты хр. Рарыткин (например: [Фёдоров, Филатова, 1999]), либо к завершающим фазам деятельности ОЧВП («позднесеноманские» базальты и андезиты, по [Белый, 1977; 1978]) или постсубдукционным комплексам «Охотско-Чукотского ареала»: энмываамская, нунлигранская, тнеквээмская свиты Энмываамского (ЭВП) и Амгуэмо-Канчаланского (АКВП) вулканических полей [Полин, Молл-Столкап, 1999; Полин, 2006; Геодинамика ..., 2006; и др.]. Последние многими исследователями прежде считались палеогеновыми [Берман, 1970; Сидоров, Берман, 1970; Полин и др., 2009; Материалы геологосъёмочных работ], лишь недавно [Полин и др., 2018] достоверно установлен их позднекампанский возраст.

Столь различный подход к пониманию территории развития АБВП и перечню включаемых в его состав толщ и свит вызывает многочисленные разночтения, касающиеся границ распространения, структурной позиции, геодинамических обстановок становления, возраста и состава слагающих пояс вулканитов. Решению некоторых из этих проблем посвящена предлагаемая работа.

На первой стадии исследования выполнены петрографическая и петрогеохимическая типизация базальтов АБВП (территория Анадырской впадины и её обрамления) и проведено сравнение их с базальтами «верхних» базальтоидных комплексов сопредель-

Таблица. Средние составы и некоторые петрохимические характеристики «верхних» базальтов Анадырско-Корякского региона и Чукотки

№ пробы п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Ni	SI	f	a	n	c	РЭИ	Серия*	N	
Анадырская впадина и её обрамление (ЛБВП)																						
Базальты нижней толщи (рифтогенной)																						
1	ЗКС-3Н	48,52	1,43	16,44	5,92	2,60	0,13	7,49	4,39	0,58	0,21	171	128	4,5	0,44	0,48	0,92	0,46	3,4	ИЩ(У)	8	
2	ЗКС-4Н	47,83	1,92	16,73	5,62	4,21	0,14	6,50	7,78	0,92	0,51	220	98	4,4	0,45	0,42	0,86	0,50	3,2	ИЩ(У)	3	
3	ДФ-19Н	50,08	1,81	18,73	н.о.	9,45	0,22	6,39	9,20	0,34	0,24	222	101	2,1	0,46	0,32	0,94	0,58	н.о.	ИЩ(Н)	4	
4	ФФ-1999Н	50,04	1,87	18,67	н.о.	9,82	0,26	6,11	8,98	0,40	0,26	183	109	2,2	0,47	0,34	0,94	0,56	0,8	ИЩ(У-Н)	3	
Базальты верхней толщи (надсубдукционной)																						
5	ДФ-19В	52,07	1,09	16,96	н.о.	7,64	0,14	9,43	8,64	0,50	0,27	355	166	1,6	0,31	0,35	0,90	0,57	н.о.	ИЩ(Н)	4	
6	ЗКС-1В	50,90	1,11	16,70	4,01	3,75	0,12	8,32	8,70	0,33	0,09	750	190	1,8	0,33	0,37	0,94	0,56	1,7	ИЩ(У-Н)	1	
7	ЗКС-2П	48,30	1,31	16,72	5,40	3,11	0,14	6,40	9,81	0,39	0,16	290	148	2,7	0,41	0,36	0,93	0,59	0,5	ИЩ(У-Н)	10	
8	ПН120704П	50,31	1,46	17,67	5,87	2,99	0,14	7,52	10,21	0,32	0,21	217	106	1,8	0,38	0,33	0,94	0,61	0,5	ИЩ(Н)	1	
9	ПН-1-10В	51,64	1,12	19,05	3,30	4,12	0,12	6,74	9,79	0,42	0,18	150	68	1,8	0,37	0,33	0,93	0,59	1,3	ИЩ(Н)	2	
Бассейны оз. Красное и верхнего течения р. Великая (ЛБВП? или КЭКВП?)																						
Базальты нижней толщи хребта Равыткин (рифтогенной)																						
10	ФФД-2Н	49,15	1,80	16,96	9,20	н.о.	0,16	6,57	9,30	3,33	0,42	0,25	62	67	2,3	0,41	0,31	0,94	0,59	0,9	ИЩ(Н)	2
11	ФФ-1999Н	48,01	1,96	17,26	9,87	н.о.	0,13	6,73	7,51	3,22	0,31	0,24	68	78	2,5	0,43	0,33	0,94	0,55	0,6	ИЩ(Н)	3
Базальты верхней толщи (надсубдукционной) хребта Равыткин и эльзайской толщи (с индексом Э) КЭКВП																						
12	ФФД-3В	51,30	1,12	18,15	7,51	н.о.	0,13	5,87	10,41	3,40	0,36	0,08	100	72	1,7	0,39	0,33	0,93	0,61	0,5	ИЩ(Н)	1
13	ФФД-1 Э	52,57	1,17	17,26	8,60	н.о.	0,15	6,77	7,80	3,30	0,69	0,19	129	93	1,7	0,39	0,36	0,88	0,54	1,5	ИЩ(Н)	3
«Верхние» базальты Амгуэмо-Канчаланского и Эмваамского (индекс Э) вулканических полей Чукотки (окраинно-континентально – рифтогенные)																						
14	ИЛ-3 НТ1	50,98	2,54	17,80	5,90	5,06	0,18	4,13	7,19	3,93	1,39	0,92	16	26	3,5	0,58	0,45	0,82	0,48	15,8	ИЩ(У)	2
15	ПН-35 НТ1	50,04	1,88	17,89	4,10	5,81	0,15	7,62	7,60	3,45	0,96	0,51	169	119	2,8	0,42	0,38	0,85	0,49	2,1	ИЩ(У)	2
16	ПН-06Т Э	50,13	1,55	16,18	5,19	5,15	0,18	5,38	7,41	3,52	1,63	1,16	110	53	3,7	0,51	0,46	0,77	0,48	1,6	ИЩ(У)	1
«Верхние» базальты Колчинско-Мечигменского грабена Восточной Чукотки (рифтогенные)																						
17	ФС-1В	49,07	3,00	16,58	13,91	н.о.	0,20	3,15	7,22	3,56	2,37	0,94	7	8	5,9	0,69	0,50	0,70	0,44	118	СПЩ(У-В)	4

Примечание. Н.о. – не определялось. N – количество проб в выборке. Все составы пересчитаны на «сухой остаток»; оксиды – в %, микроэлементы – в г/т. IRE=(K/П) [(Ba+Sr)/(Sr+Ni)] – редкоэлементный индекс Л.Н. Таусона, содержания элементов – в г/г; SI=(K₂O+Na₂O)/SiO₂ – сериальный индекс А. Ритмана, содержания оксидов – в % масс.; f, a, n, c – петрохимические модули Б.Н. Перьякова; f=ΣFe/(ΣFe+Mg) – модуль железистости; a=(Na+K)/Al – модуль щёлочности, n=Na/(Na+K) – показатель типа щёлочности; c=Ca/(Ca+Na+K) – модуль известковистости; содержания элементов – в атомных количествах.

* – Петрохимическая серия: ИЩ – известково-щелочная, СПЩ – субщелочная; подтипы (в скобках): Н – низко-щелочной; У – умеренно-щелочной; В – высоко-щелочной. При расчёте средних составов, помимо авторских, использованы анализы из работ М.Н. Захарова, Н.И. Филатовой, Л.А. Дагиса, П.И. Фёдорова с их соавторами.

ных структур: Колючинско-Мечигменского грабена (КМГ) и Амгуэмо-Канчаланского, Энмываамского вулканических полей Чукотки, ПАВП (бассейн оз. Красное) и КЗКВП (басс. р. Великая) Корякии. В итоге получены чёткие петрогеохимические критерии (табл.), позволяющие различать вышеупомянутые образования и, таким образом, с большой степенью достоверности корректировать границы Анадырско-Бристольского вулканогена в пределах Северо-востока России.

Разрез вулканитов АБВП Анадырской впадины и ее обрамления включает две толщи: нижнюю, существенно базальтовую, недифференцированную, и верхнюю, базальт-андезитовую с риодацитами, существенно дифференцированную.

Петрогеохимические характеристики примитивных недифференцированных базальтов ранней ассоциации АБВП (табл.) свидетельствует о формировании их при рифтогенезе, способствовавшем заложению ряда грабенов и приразломных впадин [Захаров и др., 1984; Ставский, 1987; Филатова, 1988], и может ассоциироваться с геодинамической обстановкой скольжения литосферных плит. Поздняя вулканическая (базальт-андезитовая с риодацитами) ассоциация, сложенная серией покровов дифференцированных лав известково-щелочной серии, сформировалась в обстановке активной континентальной окраины (АКО), подобной существовавшим в ОЧВП и других вулканических поясах континентальной окраины Востока России.

Выводы: 1) В истории АБВП выделяется две стадии развития: 1) ранняя, рифтогенная, связанная с обстановкой скольжения литосферных плит и 2) наследующая её надсубдукционная (стадия АКО), позволяющая относить эту структуру к разряду окраинно-континентальных вулканогенных поясов [Агапитов, Иванов, Мужиков и др., 1976; Агапитов, 2004]. Заложение и функционирование Пояса были связаны, очевидно, с процессами взаимного скольжения и последующей конвергенции Евразийской континентальной и океанической Тихоокеанской плит.

2) Установлен ряд характеристик вещественного состава и возрастных, позволяющих отчётливо отличать базальты АБВП от «верхних» базальтов КМГ, АКВП, ЭВП, КЗКВП и ПАВП.

3) Акцентирован различный структурный план распределения комплексов вулканитов АБВП, с одной стороны, и ПАВП, КЗКВП, КМГ, постсубдукционных базальтоидов Охотско-Чукотского ареала [Геодинамика..., 2006], с другой.

4) АБВП в объемах и границах, предлагаемых В.В. Ивановым и его последователями, разнороден и не является единой структурой. Северные ареалы «верхних» базальтов (бассейны рек Канчалан, Белая, Энмываам, Еропол) принадлежат к позднекампанским постсубдукционным образованиям т.н. «Охотско-Чукотского ареала», наследующего надсубдукционный вулканизм ОЧВП. Базальты бассейна оз. Красное и р. Великая принадлежат, судя по структурному плану их выходов, возрасту и составу, к досубдукционным (нижние толщи) и надсубдукционным (верхние толщи) вулканитам ПАВП и КЗКВП. Базальты Колючинско-Мечигменского рифтограбена по всем характеристикам резко отличны от вулканитов как Анадырской впадины (АБВП), так и пород КЗКВП, ПАВП и «Охотско-Чукотского ареала». Таким образом, к собственно АБВП в континентальной части Северо-Востока России могут быть отнесены только толщи, проявленные в пределах Анадырской впадины и ее обрамления: базальтовая нижняя (досубдукционная рифтогенная) и дифференцированная верхняя (базальт-андезитовая с риодацитами), надсубдукционная.

Работа выполнена при поддержке программы «Дальний Восток» 2018-2020, проект № 18-2-015.

**Г.Ю. Проскурин¹, Ю.Ю. Юрченко¹, В.Н. Зелепугин¹, А.Ю. Песков²,
Н.А. Гольцин¹, Е.В. Шупилко¹, С.Ю. Рассказов¹**

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ АЯНСКОГО
ПОЛУОСТРОВА (ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ)**

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

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
г. Хабаровск

Проведенные в последние годы работы (создание ГГК масштаба 1:1 000 000 листа О-54 – Охотск) позволили получить новые данные, позволяющие значительно уточнить представления о геологическом строении Аянского полуострова, на основе комплексного анализа материалов предшествующих исследований, собственных полевых и лабораторных исследований.

Начало геологического изучения территории Аянского (Нонгдар-Неготни) полуострова, расположенного в Западном Приохотье, положено работами Богдановича К.И. (1905), Леонтовича А.А. (1937) и др., в которых отражены первые сведения о стратиграфии и магматизме, составлены первые геологические схемы. Следующим этапом изучения Аянского полуострова являются исследования в рамках работ по созданию Государственной геологической карты (ГГК) масштаба 1:200 000, выполненные В.И. Гольденбергом с соавторами в 60-х годах XX в., где авторы выделили сложно-дислоцированные терригенно-карбонатные отложения позднего протерозоя и раннего палеозоя, прорванные интрузиями позднепалеозойских гранитоидов, а в структурно-тектоническом отношении территория отнесена к Монголо-Охотской складчатой области и признана не перспективной в отношении полезных ископаемых [1, 2]. Вышеприведенные представления о строении района сохранились и до сегодняшнего дня, что нашло отражение в последующем издании ГГК масштаба 1:1 000 000 [5] и в легендах Дальневосточной и Охотской серий листов [3, 4].

В пределах площади развития осадочных отложений Аянского полуострова позднедокембрийского-нижнепалеозойского возраста были выделены венд-раннекембрийская килькинская свита, сложенная карбонатно-глинистыми образованиями, и нижнекембрийская уйкинская свита, существенно терригенно-карбонатная [2]. Проведенный структурно-геологический анализ с привлечением материалов ДДЗ позволил выделить зоны антиклинальной складчатости с простиранием осей складок на ЮЮЗ и серию дизъюнктивов (надвигов ЮВ падения). Зафиксированные структуры, по представлениям предшествующих работ, не отмечались. На восточном берегу Аянской бухты выходит синклиальная опрокинутая к СЗ складка, сложенная породами данного разреза, которая сдвинута разломом СЗ простирания, проходящим по долине реки Аянки и Аянской бухте. Сопоставление пород как в блоках надвига, так и в блоках «аянского» разлома позволяет предполагать, что надвинутые породы следует считать породами килькинской свиты, а не породами уйкинской, как они показаны на ГГК масштаба 1:200 000 [2]. При сопоставлении разрезов, представилось возможным выделить 2 разреза – карбонатно-глинистый и терригенно-карбонатный, которые характеризуют одну свиту – килькинскую, что подтверждается фаунистически. Стоит отметить, что при изучении разрезов свиты отмечены гидротермально-метасоматические изменения (гематитизация, пропилитиза-

ция) аргиллитов и определена геохимическая специализация пород на Co, Ni, W, Th, U.

Восточная оконечность полуострова сложена штоком низкощелочных гранодиоритов, которые относят к удскому комплексу раннего мела [2]. Гранодиориты относятся к известково-щелочной серии и геохимически специализированы на V, Cu, Cr, Sr, Mo, распределение РЗЭ с небольшим накоплением тяжелых элементов. Отмеченные гидротермально-метасоматические изменения носят низкотемпературный характер с повышенными содержаниями As, Hg, Ag, Au, Sb, Bi. Определения возраста пород проведено по двум пробам (северная и южная части мыса Лыготный), из которых выделены идиоморфные цирконы с четкой ростовой зональностью. Локальным методом U-Pb геохронологического датирования (SHRIMP-II) получены датировки в 201 ± 1 млн лет и 197 ± 2 млн лет, что соответствует раннеюрскому возрасту на границе с триасом. Шток гранодиоритов, в приконтактных частях, изменяет и ороговиковывает вмещающие вулканогенно-осадочные породы джелонской и немуйканской свит, возраст которых принят за верхнеюрский-раннемеловой. Раннеюрские гранитоиды на площади листа О-54 выделены впервые.

Палеомагнитные исследования осадочных и магматических пород Аянского полуострова, позволили на основании расположения полученных палеомагнитных полюсов относительно траектории кажущейся миграции полюса Сибирского кратона, констатировать, что в меловое время Аянский блок был тектонически когерентен Сибирскому кратону, т.е. являлись единым тектоническим элементом.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ФГБУ «ВСЕГЕИ» от 30.12.2016 г. № 049-00012-17-00, выданного Федеральным агентством по недропользованию.

Литература

1. Гольденберг В. И., Пугачева И. П., Монастырский В. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части хр. Прибрежного и восточных отрогов хр. Джугджур. Отчет по работе партии № 10 за 1960 г. – М: Аэрогеология, 1961 г.
2. Гольденберг В. И. и др. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Листы О-53-XXXVI, О-54-XXXI. Объяснительная записка. – М: ВАГТ, 1971 г.
3. Легенда Охотской серии листов ГГК РФ масштаба 1:200000 (издание второе). / Гл. ред. Роганов Г. В. – Хабаровск: 2002 г.
4. Легенда Дальневосточной серии листов ГГК РФ масштаба 1:1 000 000 (издание второе). / Гл. ред. Василькин А. Ф. – Хабаровск: 2008 г.
5. Ставцев А.Л. и др. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Листы О-(53), 54 (Охотск). Объяснительная записка. – Л.: ВСЕГЕИ, 1986 г.

**С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Е.В. Саранина¹,
Йи-мин Сунь³**

**ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ В ЯПОНСКО-БАЙКАЛЬСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ
КОРИДОРЕ АЗИИ: РВ-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД
НОВЕЙШЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ЭТАПА**

¹ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск

³Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской академии наук,
Удаляньчи, Китай

В современных литосферных плитах Земли различаются области шириной от сотен до тысяч километров, характеризующиеся высокой скоростью деформаций и, следовательно, по меньшей мере, на один–два порядка пониженной вязкостью относительно внутренних стабильных частей плит, что придает им особую структурную роль «рассеянных плитных границ» [5, 6]. Обширная подвижная область ограничивает с юго-востока стабильную Северо-Евразийскую плиту [1, 3]. Юго-восточная подвижная часть Евразии переходит в стабильную часть через Японско-Байкальский геодинамический коридор – ограниченную по латерали подвижную полосу литосферы и подлитосферной мантии, подверженную воздействию сил затягивания материала от ее периферии к оси. Ось коридора протягивается от спредингового сегмента океанической коры Японского моря к центру Байкальской рифтовой системы. Кроме силового поля геодинамического коридора, на Азию воздействовало также другое силовое поле, обусловленное ее конвергентным соотношением с Индостаном, но конвергенция не оказывала существенного влияния на развитие структуры литосферы северо-северо-восточного фланга геодинамического коридора, проявившись в развитии литосферных структур его юго-юго-западного фланга [2].

Генетическая общность материала источника предполагает изохронные соотношения между компонентами. Полная изотопная гомогенизация источника, выводящая радиоизотопную систему на начальное отношение, может достигаться в результате плавления и конвективного перемешивания материала и/или в результате метасоматоза. Время инкубации и характер материала глубинного источника вулканических пород оценивается по распределению фигуративных точек на диаграмме изотопных отношений ураногенного Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Материнские изотопы ^{238}U и ^{235}U , дочерние изотопы ^{206}Pb и ^{207}Pb в любых геологических средах кинетически неразделимы между собой, поэтому по изохронным соотношениям изотопов Pb извергнутые вулканические породы интерпретируются как результат глубинного плавления одновозрастного субстрата. Если магматический расплав отделяется из гомогенного источника, совокупность точек диаграммы изотопных отношений ураногенного Pb образует компактное изометричное фигуративное поле. Вся изохронная информация о предшествующей истории материала такого источника стирается. Изотопная характеристика свидетельствует о современном гомогенном состоянии материала. Дифференциация источника по значениям $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) выражается с течением времени в накоплении ураногенных изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb , дающих на диаграмме изотопных отношений Pb изохронный строй точек.

В Sm–Nd, Lu–Hf, Rb–Sr радиоизотопных системах при построениях изохрон

используются отношения радионуклидов и химических элементов. Концентрации последних из них зависят от степени частичного плавления в источнике, поэтому для построения вторичной изохроны материала источника должна вводиться поправка с коэффициентами распределения минерал–расплав, что вносит неопределенность в результаты возрастных оценок.

На основе новых данных по изотопным отношениям Pb с использованием опубликованных материалов разработана Pb-изотопная генеральная систематика мантийных источников вулканических пород Азии, исходящая из теории эволюции Земли с меняющейся вязкостью мантийных слоев. Этот процесс запечатлен в открытой и замкнутой эволюции U–Pb-изотопной системы материала крупных доменов. Вязкость снижалась с переходом к конвекции, выражающейся в Pb-изотопной гомогенизации материала. И наоборот, вязкость возрастала с прекращением конвекции и последующей дифференциацией материала, отражающейся в Pb-изохронном строении фигуративных точек глубинных выплавов. Вариации изотопных отношений Pb в вулканических породах Азии интерпретированы в свете гипотезы секвестра Pb в сульфидах из мантии в ядро.

В мантийных источниках вулканических пород Азии идентифицирован материал протолитосферы и вязкой протомантии (VIPMA), образовавшейся после гигантского лунообразующего импакта около 4.51 млрд лет назад. Ранние Pb-изотопные метки резервуара ELMU (вязкая мантия с повышенным $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), производные отделения Pb в сульфидах от силикатной мантии в ядро, определены во временном интервале 4.45–4.36 млрд лет, предположительно, в верхнем слое ранней Земли и глубокой части вязкой мантии источников вулканических пород. По вторичным Pb–Pb изохронам вулканических пород прослежена эволюция верхней мантии Азии от материала VIPMA LOMU и ELMU (вязкая мантия с низким и повышенным $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) с 4 млрд лет назад до настоящего времени. Новообразованные объемы верхней мантии с замыканием U–Pb-изотопной системы в источниках вулканических пород Азии зафиксированы во временных интервалах 4.0–3.7 млрд лет назад, 2.9–2.6 млрд лет назад, 2.0–1.8 млрд лет назад, около 0.66 млрд лет назад и <0.09 млрд лет назад. В разных расплавных аномалиях определены Pb-изотопные характеристики первичного и производного от него мантийного материала. На новейшем геодинамическом этапе материал VIPMA поднимался из мезосферы в первичных расплавных аномалиях Гоби и Западно-Забайкальской, а материал ELMU – в первичных расплавных аномалиях Куньлунь и Чеджу.

Расплавные аномалии источников ELMU характеризуют домен нестабильной Южной Азии, расплавные аномалии источников VIPMA LOMU – Японско-Байкальский геодинамический коридор области перехода от нестабильной Азии к ее стабильному ядру. Позднекайнозойская эволюция Японско-Байкальского геодинамического коридора привела к расщеплению домена LOMU Чеджу-Витимской линией источников ELMU. Выявленное пространственное наложение линии источников ELMU на домен LOMU геодинамического коридора свидетельствует о сложной мантийной динамике, полная расшифровка которой станет возможной после получения более подробной картины пространственно-временных соотношений материала LOMU и ELMU в расплавных аномалиях Азии.

Работа выполнена в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи–Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде при финансировании российской стороны грантом РФФИ 18-77-10027.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004, № 1. С. 3–20.
2. Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics.*, 2017. V. 8, N 3. P. 435–440. Doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256.
3. Kreemer C., Holt W.E., Haines A.J. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // *Geophys. J. Int.*, 2003. V. 154. P. 8–34.
4. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science.* 1975. V. 189, N 4201. P. 419–426.
5. Sengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / A. Yin, M. Harrison (eds). *The tectonic evolution of Asia.* Cambridge: Cambridge University Press. V. 21, 1996. P. 486–640.
6. Yoshida M. Preliminary three-dimensional model of mantle convection with deformable, mobile continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Letters.* 2010. V. 295, N 1–2. P. 205–218. doi:10.1016/j.epsl.2010.04.001.

С.С. Старжинский

ДВУМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ЧАСТОТНОЙ ОБЛАСТИ
ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

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

Введение

Летом 2017 года была выполнена регистрация геомагнитных вариаций на противоположных берегах Татарского пролива магнитовариационными станциями LEMI-025 и LEMI-417m. Станции располагались в п. Датта (DTA, 49.2818° E, 140.3614° N) на континенте и вблизи п. Лесогорское на о. Сахалине (LSG, 49.4230° E, 142.1190° N). Диапазон зарегистрированных периодов 1-10⁴ сек. Для интерпретации результатов была выполнена 3D инверсия экспериментальных магнитовариационных типперов с использованием программы ModEM и получены горизонтальные срезы и вертикальные разрезы удельных электрических сопротивлений (УЭС) 3D модели пролива. Так как рассчитанный параметр перекоса (Skew) указывает на то, что в области периодов 30–9000 сек., разрез является двумерным, то было дополнительно выполнено двумерное моделирование глубинного строения пролива с использованием программы [1] для сравнения 3D и 2D моделей.

Обработка данных

Использовались зарегистрированные три компоненты H_x, H_y, H_z вариаций геомагнитного поля и существующая между ними линейная связь вида

$$H_z = W_x H_x + W_y H_y,$$

где W_x, W_y рассчитываемые компоненты вектора $\mathbf{W} = W_x \mathbf{j} + W_y \mathbf{k}$ с направляющими по осям x, y единичными векторами \mathbf{j} и \mathbf{k} . Вводя в рассмотрение вектор $\mathbf{H}_h = H_x \mathbf{j} + H_y \mathbf{k}$ и рассматривая скалярное произведение этих векторов, получим выражение для модуля типпера

$$|\mathbf{W}| = (|W_x|^2 + |W_y|^2)^{1/2} = \frac{|H_z|}{|\mathbf{H}_h|}$$

равного отношению вертикальной компоненты к горизонтальной компоненте вариации.

2D инверсия модуля типпера

Двумерная инверсия осуществлялась методом подбора модели, частотные зависимости модуля типпера которой близки к экспериментальным типперам. Исходная двумерная модель разреза пролива задавалась с учётом всей имеющейся геолого-геофизической информации о регионе исследований. Водная толща пролива с УЭС равным 0.3 Ом·м аппроксимировалась по батиметрическим данным, представленным на сайте <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathimetry/>. При подборе модели изменялись как геометрические размеры блоков разреза, так и их УЭС.

Результаты моделирования

На рисунке представлена результирующая модель геоэлектрического разреза пролива. В верхней части разреза наиболее контрастные геоэлектрические неоднородности представлены вблизи пункта DTA, которые отражают влияние Восточно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома субвертикального падения [2]. Непосредственно под водным слоем пролива был введён, выклинивающийся к континенту осадочный слой с УЭС равным 20 Ом·м, который в процессе инверсии, был продолжен под остров для аппроксимации экспериментальных типперов в области коротких периодов. Необходимо заметить, что у острова геоэлектрический разрез менее контрастен, чем у континента. Из низов земной коры до глубины 16 км в среде с УЭС равным 1000 Ом·м под континентом воздымается проводящий блок, правая граница которого совпадает с положением прибрежного разлома. Тонкой вертикальной проводящей вставкой шириной 3 км его кровля соединяется с верхнекоровыми проводниками. В сторону увеличения глубин этот блок расширяется на всю ширину Татарского пролива и погружается до глубины 90 км во вмещающей среде с сопротивлением 300–500 Ом·м и, сужаясь, соединяется с глубинными проводниками на глубине 120 км.

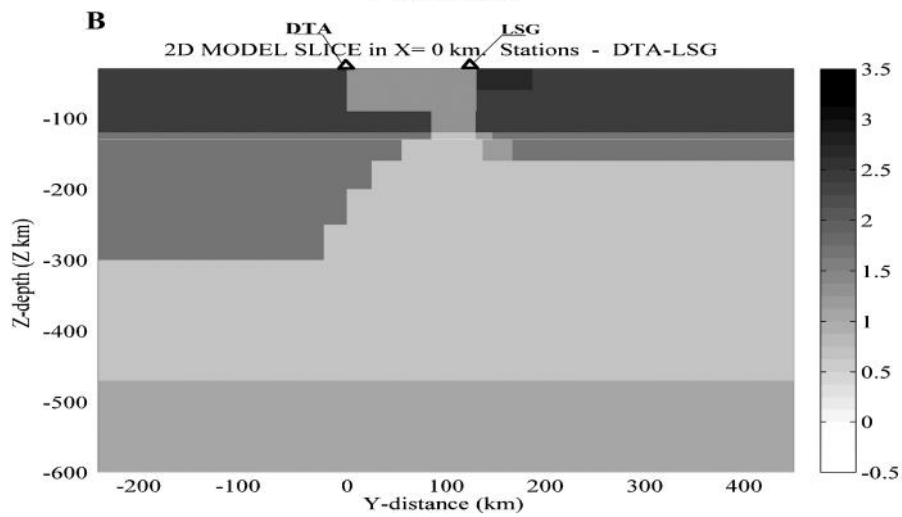
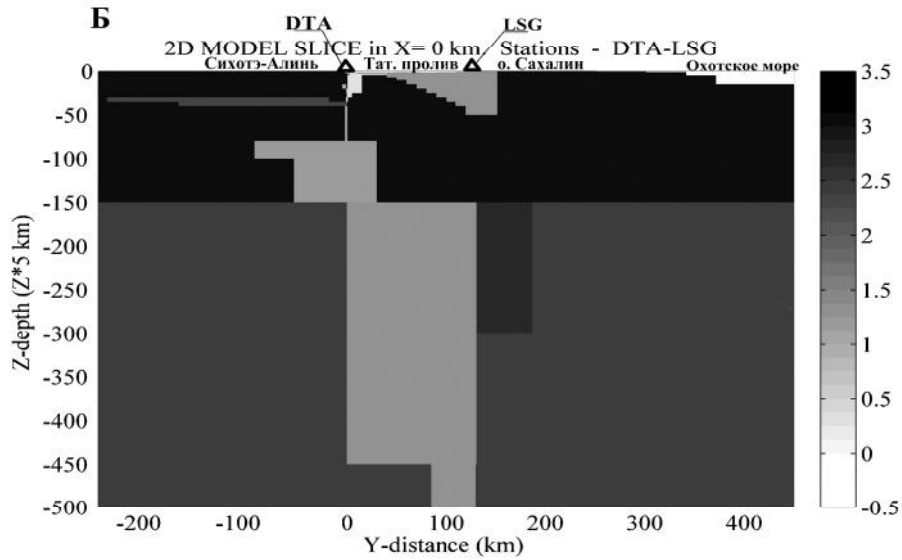
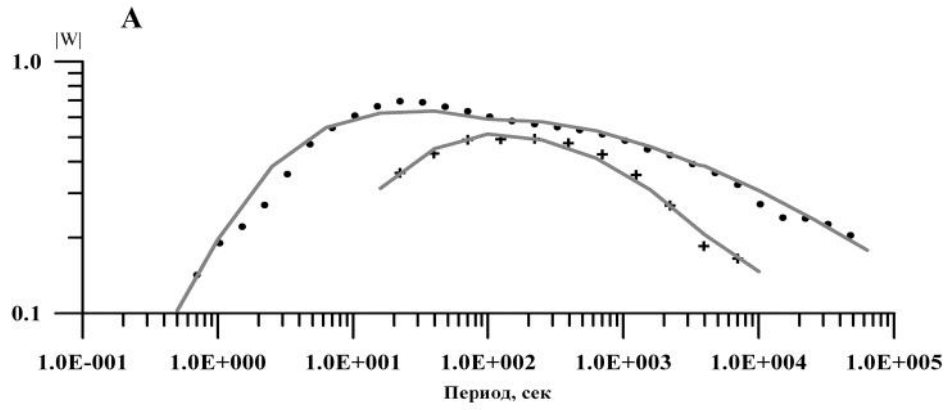
В нижней части разреза, начиная с глубины 120 км, представлены более низкоомные слои с сопротивлением 5–50 Ом·м. Здесь характерной особенностью является выклинивание мощного проводящего слоя с УЭС равным 5 Ом·м под континент. Начинаясь на глубине около 120 км в районе восточного побережья острова, слой выклинивается до глубины 300 км под прибрежной кромкой континента. Подошва этого проводящего слоя в регионе располагается на глубине 470 км и ниже подстилается слоем с сопротивлением 10 Ом·м.

В обеих 2D и 3D моделях выделяется проводящий блок в прибрежной области континента в верхах земной коры. Проводящий блок в глубинном разрезе в 2D и 3D моделях располагается под Татарским проливом, оканчиваясь на глубинах 90 и 70 км, соответственно. Только в 2D модели его ширина с увеличением глубины не меняется, а в 3D модели блок сужается с увеличением глубины и просматривается характер его изменения вдоль пролива. В обеих моделях исследование глубин более 200 км осложняется необходимостью учёта влияния проводящей Южно-Охотской глубоководной котловины, в наибольшей степени ощутимого в пункте LSG. Для чего в 3D моделировании необходимо расширить область моделирования, а в 2D моделях его трудно учесть вследствие трёхмерности эффекта от глубоководной котловины.

Литература

1. Wannamaker P.E., Stodt J.A., Rijo L. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1987. V. 88. P. 277–296.
2. Осадочные бассейны востока России. Т. 2; Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / Под ред. А.И. Ханчука Владивосток, ДВО РАН, 2004, 220 с.

Рис. Результаты двумерного моделирования геоэлектрического строения Татарского пролива, располагающегося между пунктами DTA и LSG. А - экспериментальные значения модуля типпера в пунктах DTA (точки) и LSG (крестики) и их аппроксимация рассчитанными типперми результирующей двумерной модели (сплошная линия). Б - верхняя часть модели, в которой для детальности значения глубин увеличены в 5 раз. В - нижняя часть модели. Шкала УЭС в градации серого цвета в логарифмическом масштабе изображена правее рисунков. Треугольниками обозначены пункты наблюдений.



В.Т. Съедин, М.Г. Валитов, В.Г. Прокудин

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

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

Японское море одно из окраинных морей западной части Тихого океана. Это наиболее изученное в геолого-геофизическом отношении море. Центральная котловина (ЦК) – является одной из ключевых структур для понимания эволюции всей впадины Японского моря.

В целом Центральная котловина имеет довольно сложное строение - ее большая часть (основная депрессия или основное тело котловины), вытянута в широтном направлении, располагается главным образом севернее $40^{\circ}00'$ с.ш. Дно котловины представляет собой абиссальную равнину с глубинами до 3740 м в ее восточной части. Основное тело ЦК осложнено 4 ответвлениями (апофизами) – 3 из них находятся в ее юго-западной части, а 4-ое (Северное) – представляет собой самую северо-восточную часть котловины. В юго-западной части ЦК выделяются Западное, Центральное и Восточное ответвления [1, 2], которые имеют различные простирания. Западное ответвление характеризуется отчетливо выраженным северо-восточным простиранием; Восточное - меридиональным простиранием, а Центральное ответвление имеет северо-восточное и субмеридиональное направление. Все ответвления ЦК локализируются в тектонических (разломных) зонах различного простирания, трассируются с континента. Основная часть Центральной котловины, имеющая широтное простирание, полностью локализуется на Япономорском продолжении зоны Яньшанского структурного шва, выделенного А.М. Смирновым в 1963 г.

Характерной особенностью ЦК является наличие в ее пределах многочисленных вулканических построек, расположенных в различных частях котловины. Одна часть построек возвышается над дном котловины и давно известна исследователям, а другая - погребена в толще осадков и обнаруживается только при геофизических работах. В настоящее время с различной степенью детальности в ЦК изучены 31 вулканическая постройка, а на 16 из них проведены геологические исследования с помощью драгирования. Морфологически они представлены небольшими положительными структурами (короткие хребты, небольшие изометричные поднятия, одиночные и сложнопостроенные горы), которые возвышаются над дном котловины на 400–2500 м (в основном на 1500–2500 м). Их протяженность не превышает 100 километров (обычно до 50 км.). Наиболее крупными структурами этого типа являются возвышенность Первенца (размеры в плане 65 на 50 км) и хребет Богорова (длина по изобате 3600 м около 85 км, ширина до 20 км).

Большинство изученных вулканических построек локализованы в 3-х зонах широтного простирания: I – зона $42^{\circ}00'$ с.ш. (зона, примыкающая к подножью материкового склона Южного Приморья); II - зона $40^{\circ}00'$ с.ш. (зона, обрамляющая с севера возвышенности Восточно-Корейскую и Ямато); III – зона $44^{\circ}00'$ с.ш. (зона, формирующая северное замыкание Центральной котловины). Особенности рельефа, ориентировка большинства вулканических построек с юга на север, а также их закономерное расположение в зонах меридионального и широтного направлений позволяют предположить приуроченность этих структур к узлам пересечения меридиональных разломов, продолжающихся с Приморья, с широтными тектоническими зонами. Такие зоны (Южно-Приморская

тектоническая зона, Северо-Яматинский разлом, Северо-Япономорский разлом и др.) давно выделены в Японском море по данным магнитных и геологических исследований Ю.В. Шевалдиным и И.И. Берсеневым [2, 7].

Все вулканические постройки сложены сходным набором пород и минеральных образований, характерных для этих структур [6]. При драгировании на них был поднят в основном каменный материал трех типов: 1 – вулканические породы (резко преобладают); 2 – слаболитифицированные осадочные породы; 3 – различные минеральные образования, представленные кварц-глауконитовыми разностями, разнообразными Fe-Mn образованиями и иногда – фосфоритами. Особенности морфологии вулканических построек ЦК, минеральный и химический состав пород, а также специфика эволюции исходной базальтовой магмы на этих структурах позволяют говорить о принципиальной петрологической близости характера вулканизма построек ЦК и океанических островов и поднятий.

Время образования вулканических построек ЦК определяется на основании данных по радиоизотопному датированию вулканитов, поднятых на этих структурах при драгировании и бурении. Многочисленные (около 30 датировок) определения радиоизотопного возраста, получены по материалам драгирования для 13-ти вулканических построек ЦК [6]. Большинство определений располагаются в интервале от 16 до 1 млн лет, что соответствует среднемиоцен-плейстоценовому времени. Вулканические постройки ЦК окончательно сформировались как пострифтовые структуры в процессе мощного среднемиоцен-плиоценового тектоно-магматического этапа эволюции Японского моря, который проявился уже после образования основного структурного плана котловины [6]. В скважине ODP 795B [12], которая была пробурена на склоне погребенной вулканической постройки, в забое вскрыта толща базальтов мощностью 78.7 м. Возраст этих базальтов изменяется от 17.1 ± 0.6 млн лет (верхняя часть разбуренной толщи) до 23.7 ± 1.2 млн лет (нижняя часть разбуренной толщи) Таким образом, вулканизм в изученной части этой постройки, начавшись в позднем олигоцене, завершился в конце раннего миоцена.

Первые геофизические работы с измерением силы тяжести в ЦК проведены в 1937 г., а планомерные геолого-геофизические исследования ЦК начаты в 1949 г. экспедициями Института Океанологии АН СССР на НИС «Витязь».

В Японском море гидромагнитные исследования начаты в 1964 г. японскими учеными, а в чуть позднее (1966–1967 гг.) стали проводиться детальные полигонные работы и советскими геологами [7]. Ю.В. Шевалдиным была впервые составлена карта аномального магнитного поля для всего Японского моря, а также построена карта разломов Японского моря – в частности, были выделены Южно-Приморский и Северо-Яматинский разломы широтного простирания, обрамляющие Центральную котловину соответственно с севера и юга [1, 7].

Первые геотермические исследования в Японском море выполнены японскими учеными в 1960-х гг. Впервые среди отечественных геологов обобщение существующих данных по тепловому потоку Японского моря выполнил в 1970-х гг. Ю.В. Шевалдин [1, 7]. Он пришел к следующим выводам: 1 – глубоководные котловины Японского моря «соответствуют области повышенного потока тепла, тогда как материковому шельфу и крупным подводным возвышенностям (Ямато, Оки, Ното и др.) отвечают преимущественно области «нормального» и пониженного теплового потока»; 2 – «... большая часть выделенных зон повышенного потока тепла пространственно совпадает с зонами разломов, выделенных по другим геологическим и геофизическим данным» [7. С. 65].

Более поздние работы [3, 8] в целом подтвердили вывод Ю.В. Шевалдина о том, что глубоководные котловины Японского моря характеризуются более высоким тепловым потоком (обычно 80–120 мВт/м²) по отношению к крупным подводным возвышенностям. Причем, в пределах собственно Центральной котловины тепловой поток распределен неравномерно – в западной части котловины (западнее 134° в.д.) он в целом ниже и составляет 60–100 мВт/м² (обычно до 90 мВт/м²), тогда как в восточных районах котловины тепловой поток обычно выше 85 мВт/м² (до 140 мВт/м²) [3].

Гравиметрические исследования [5] показали, что ЦК характеризуется положительным, достигающим 40 мГал, полем силы тяжести, а по периферии наблюдается слабоотрицательные аномалии. В спокойном поле абиссальной части котловины к вулканическим постройкам приурочены локальные максимумы (до 70 мГал на возвышенности Первенца). Вдоль подножья материкового склона протягивается полоса интенсивных отрицательных аномалий, которой фиксируется ослабленная зона. Карта изоглубин поверхности Мохо, построенная по данным гравиметрии для ЦК и ее обрамления [5], демонстрирует сложный рельеф основания коры, что свидетельствует о гетерогенности фундамента этого региона. По этому признаку исследуемая площадь может быть разделена на два района, граница между которыми проходит примерно по меридиану 132°30' в.д. Восточнее этой границы располагается наиболее глубоководная часть котловины с минимальной мощностью земной коры, которая изменяется от 14 км на западе района до 12 км и менее на востоке. Без водного слоя мощность твердой коры в ЦК составит соответственно 10.5–8.5 км, что хорошо согласуется с результатами сейсмических исследований. Кора океанического типа развита в абиссальной части котловины восточнее меридиана 132°30' в.д., а кора западной части котловины может быть отнесена к субокеанической [5].

Сейсмическими методами изучена структура осадочного чехла, а также определены строение и скоростные параметры земной коры [4, 9, 11]. В отложениях чехла выделяются два сейсмокомплекса: верхний стратифицированный и нижний акустически прозрачный, пластовые скорости распространения Р-волн в которых равны, соответственно, 1.6 км/с и 2.2 км/с. Средняя скорость продольных волн для чехла в целом составляет 1.95–2.05 км/с, а максимальная его мощность около 2.4 км. В абиссальной части котловины слои осадочного чехла залегают горизонтально, прислоняясь к поверхности фундамента на ее бортах. Материалы ГСЗ [9, 11], позволяют утверждать, что центральная и восточная части котловины имеют кору океанического типа, но с большей мощностью осадочного и «базальтового» слоев, чем в котловинах Тихого океана. Материалы бурения скважин DSDP 301 и ODP 795 [10, 12] использованы для определения возраста слоев чехла Центральной котловины. Так в районе скважины ODP 795 породы базального горизонта верхнего сейсмокомплекса чехла котловины имеют раннемиоценовый возраст (около 16.5 млн лет). Скорость осадконакопления верхних горизонтов чехла здесь около 60 м/млн лет, а нижних горизонтов верхнего сейсмокомплекса 30–35 м/млн лет. Приняв эту величину и для нижнего сейсмокомплекса чехла, мощность которого достигает 750 м, получим возраст базальных осадков чехла: $16.5 + (21.5 - 25) = 38 - 41.5$ млн лет (средний эоцен). В окрестностях скважины DSDP 301 скорость осадконакопления для плиоцена-плейстоцена (верхние 497 метров чехла) около 100 м/млн лет; принимая ее величину в доплиоценовое время равной 55–50 м/млн лет, получим здесь для подошвы чехла возраст 25–27 млн лет – поздний олигоцен. Экстраполяция значений скоростей осадконакопления, принятых для скважины DSDP 301 и ODP 795, на другие районы

Центральной котловины позволила установить, что самые древние отложения чехла (41–46 млн лет – средний эоцен) расположены в восточной части котловины в наиболее погруженных впадинах фундамента с мощностью осадков свыше 2 км.

Таким образом, комплексный анализ геолого-геофизических данных, позволяет говорить о том, что образование Центральной котловины обусловлено деструктивными процессами в пределах окраины Азиатского континента с формированием океанической коры в зоне максимального растяжения литосферы. Начало образования котловины мы относим к позднему мелу – раннему кайнозою. В последующее время ее эволюция протекала согласно основным этапам развития всей зоны перехода от Азиатского континента к западной части Тихого океана.

Работа выполнена в рамках Программы госбюджетных тем НИР ТОИ ДВО РАН № АААА-А17-117030110032-3 и № АААА-А17-117030110033-0.

Литература

1. Васильковский и др., Основные черты геологического строения Японского моря. М.: Наука, 1978, 264 с.
2. Геология дна Японского моря / Ред. А.Г.Аблаев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Горнов П.Ю., Гильманова Г.З. Тепловое поле и геотермические модели литосферы области перехода континент – океан Северо-Востока Евразии // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1292–1303.
4. Карп Б.Я., Прокудин В.Г., Медведев С.Н., Карнаух В.Н. Строение земной коры по сейсмическим данным / Дальнев. России: в 4 кн. Геологические и геофизические исследования, кн. 3. Ред. Р.Г. Кулинич. // М.: Наука, 2007. С. 26–47.
5. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и типы коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тих. геология. 2011. Т. 30. № 6. С. 3–13.
6. Съедин В.Т. Особенности вулканизма и эволюция Центральной котловины Японского моря // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука 2018. С. 214–219.
7. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 76с.
8. Geology and Geophysics of the Japan Sea / Ed. by Isezaki N. et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 488 p.
9. Hirata N., Karp B.Y., Yamaguchi T., et. al. Oceanic Crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR Expedition // Geophysical Research Lett. 1992. V. 19. N 20. P. 2027–2030.
10. Ingle J. C., Jr., Karig, D. E., et al. Site 299 -301 / Karig, D. E., Ingle, J. C., Jr., et al. (edit.) // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington (U.S. Government Printing Office). 1975. V. 31. P. 351–437.
11. Sato T., Shinohara M., Karp B. Y., et. al. P-wave velocity structure of the central Japan Basin, Japan Sea with ocean bottom seismometers and airguns // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 501–510.
12. Tamaki K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1478 p.

В.Т. Съедин, М.Г. Валитов, Н.С. Ли, З.Н. Прошкина
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОГО ЗАМЫКАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ
КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

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

Японское море одно из окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Это наиболее изученное в геолого-геофизическом отношении море. Здесь российскими и иностранными учеными выполнен значительный объем геолого-геофизических исследований – проведено более 2000 станций драгирования, а также пробурено 10 скважин DSDP (Deep Sea Drilling Project) и ODP (Ocean Drilling Program) в различных районах моря.

В Японском море выделяется 4 типа основных морфоструктур: 1 – шельф и сопровождающие его материковый и островной склоны; 2 – крупные возвышенности (КВ) внутренней части моря; 3 – глубоководные котловины; 4 – небольшие возвышенности (вулканические постройки) глубоководных котловин вулканического происхождения. Выделенные морфоструктуры четко обособляются в рельефе и характеризуются различными геолого-геофизическими особенностями.

В Японском море выделяется 3 основные впадины: Центральная котловина, котловина Хонсю и Цусимская котловина. Самая крупная из них – Центральная котловина, которая занимает практически всю северную часть Японского моря. На западе, северо-западе и севере она ограничена континентальным склоном Корейского полуострова и Южного Приморья; на северо-востоке – подводными возвышенностями Лаврентьева, Алпатова и Витязя, на востоке – хребтом Окусири и плато Осима; на юге и юго-западе – возвышенностями Ямато, Криштофовича и Восточно-Корейской.

Центральная котловина (ЦК) – является одной из ключевых структур для понимания происхождения и эволюции впадины Японского моря. Выяснение ее природы и времени образования позволит достаточно корректно говорить о формировании всей впадины Японского моря. Одним из важнейших участков для понимания особенностей образования и эволюции Центральной котловины является ее самая северная часть – район ее Северного замыкания.

Под зоной Северного замыкания ЦК мы понимаем [1-3 и др.] район сочленения северо-восточной части котловины со структурами южной части Татарского прогиба и бордерленда о. Хоккайдо. В пределах зоны Северного замыкания ЦК известны все типы основных морфоструктур дна Японского моря. С запада на восток здесь выделяются следующие структуры: 1 – материковый склон Восточного Приморья; 2 – крупные возвышенности с субконтинентальным типом земной коры (в-ти Лаврентьева, Алпатова и Витязя); 3 – часть Центральной глубоководной котловины с вулканическими постройками и ее Северным апофизом (ответвлением); 4 – хребет Окусири; 5 – островной склон о. Хоккайдо. Материковый склон Приморья и все 3 крупные возвышенности (Лаврентьева, Алпатова и Витязя) находятся в экономической зоне России, а Северный апофиз Центральной глубоководной котловины, хребет Окусири и островной склон о. Хоккайдо расположены в экономзоне Японии. Этот факт в настоящее время в какой-то степени затрудняет проведение комплексных экспедиций с единой методикой геолого-геофизических исследований в районе Северного замыкания Центральной котловины.

Северное замыкание ЦК – это один из самых сложно построенных и, в тоже время, слабо изученных районов Японского моря. Геологические исследования выполнялись здесь в 1-ом рейсе НИС «Каллисто» (1974 г.), в 20, 33, 34 и 37 рейсах НИС «Первенец» (1973, 1979, 1980, 1981 гг.), а также в 52 и 81 рейсах НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (2010 и 2018 гг.). Кроме этого в зоне Северного замыкания ЦК пробурена одна из скважин глубоководного бурения (скв. 795, ODP), достигшая в Японском море акустического фундамента. Результаты геологических исследований приведены в журнальных публикациях и монографиях, посвященных геологии дна Японского моря [1, 3, 5, 6, 9 и др.], а также отражены на Геологической карте дна Японского моря под редакцией И.И. Берсенева и Л.И. Красного [4]. В геологическом строении положительных структур Северного замыкания ЦК принимают участие породы, характерные для других крупных возвышенностей Японского моря с субконтинентальным типом земной коры. На возвышенности Витязя были подняты палеозойские осадочные породы, мезозойские (меловые) гранитоиды, а также – позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканиты и неогеновые слаболитифицированные осадочные породы. На возвышенности Алпатова подняты палеозойские метаморфические (по осадочным и вулканическим породам) образования, мезозойские (меловые) гранитоиды и неогеновые слаболитифицированные осадочные породы. На возвышенности Лаврентьева подняты только неогеновые слаболитифицированные осадочные породы [1–7 и др.]. Необходимо отметить, что часть пород, поднятых на этих возвышенностях (палеозойские осадочные и метаморфические породы, мезозойские гранитоиды), образовались ещё тогда, когда эти структуры были, скорее всего, частью Азиатского континента. В то время как другие образования (позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканиты и неогеновые слаболитифицированные осадочные породы) отражают историю развития этих крупных возвышенностей уже во время существования впадины Японского моря. Причем неогеновые осадочные образования отвечают морскому периоду его эволюции.

Несмотря на кажущуюся многочисленность рейсов, посвященных изучению геологического строения структур Северного замыкания ЦК, многие геологические особенности этого района остаются неясными. Необходимо отметить, что, если геологические работы в зоне Северного замыкания ЦК проведены все-таки в довольно большом объеме, то комплексных геофизических исследований здесь явно недостаточно. Основной их объём проведен в виде одного из методов сейсмических исследований – НСП. Учитывая этот факт, в мае 2018 г. ТОИ ДВО РАН был выполнен 81-ый рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (нач. экспедиции М.Г. Валитов), одной из задач которого были комплексные геолого-геофизические исследования в зоне Северного замыкания ЦК [2, 8 и др.]. Работы выполнялись в экономической зоне России и включали батиметрические, гравиметрические, магнитометрические и сейсмические (НСП) исследования. В результате комплексных геолого-геофизических исследований, получены следующие результаты:

Впервые проведены площадные исследования рельефа дна в районе Северного замыкания Центральной котловины и составлена батиметрическая карта этого района, которая включает в себя абиссальную часть Центральной котловины и возвышенности (возвышенности Северного замыкания Центральной котловины), южной части Татарского прогиба.

Все основные структуры Северного замыкания Центральной котловины (материковый склон Приморья, крупные возвышенности, абиссальная котловина и вулканические

постройки) находят свое отражение в поле силы тяжести и в аномальном магнитном поле.

Возвышенности Северного замыкания Центральной котловины представлены 3-мя крупными положительными структурами с «субконтинентальным» типом земной коры, вытянутыми в широтном направлении практически вдоль 44000' с.ш. С востока на запад это возвышенности Витязя, Алпатовая, и Лаврентьева. Первые две структуры известны давно, а возвышенность Лаврентьева мы выделяем впервые. Морфологически возвышенность Лаврентьева практически примыкает к материковому склону Приморья, как бы образуя его восточный выступ. Она плохо обособляется в рельефе дна с западной и северной сторон, однако довольно хорошо выражена в геофизических полях. Эти возвышенности на границе с Центральной котловиной образует отчетливый уступ высотой около 1500 м.

Особенности строения и рельефа (наличие крутых склонов, уступов и глубоких каньонов) возвышенностей Северного замыкания Центральной котловины дна свидетельствуют о значительной роли тектонического фактора в формировании их современного рельефа.

Впервые описаны 4 вулканические постройки, которые расположены в Центральной котловине. Эти структуры образуют цепочку (горы Ольги, Владимира, Брат-1 и Брат-2), вытянутую в широтном направлении в зоне 43030'–44000' с.ш.

Таким образом, выполненные в 81-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» комплексные геолого-геофизические исследования, позволяют по новому взглянуть на особенности строения и эволюции зоны Северного замыкания Центральной котловины Японского моря.

Работа проводилась по программе Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (темы №№ АААА-А17-117030110032-3 и № АААА-А17-117030110033-0).

Литература

1. Безверхний В.Л. и др. Геологическое строение северного замыкания Центральной глубоководной котловины Японского моря // Тих. геология. 1988. Т. 7, № 4. С. 15–22.
2. Валитов М.Г. и др. Комплексные геолого-геофизические, газогеохимические и океанографические исследования в Японском море и Татарском проливе в 81-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 4.
3. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 139 с.
4. Геологическая карта дна Японского моря. Масштаб 1: 2 500 000. / И.И. Берсенева, Л.И. Красный. Л.: Мингео СССР, 1984.
5. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Палеозойские породы складчатого фундамента северной части Японского моря // Океанология. 1988. Т. 28, Вып. 2. С. 271–279.
6. Основные черты геологич. строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
7. Отчет о геологических исследованиях в 37 рейсе НИС «Первенец» (Японское и Охотское моря, 1982 г.) / И.И. Берсенева, Е.П. Леликов и др. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1982. 61 с.
8. Отчет по результатам экспедиционных исследований в 81-ом рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (04-27 мая 2018 г). Владивосток, 2018. 143 с.
9. Geology and Geophysics of the Japan Sea / Ed. by Isezaki N. et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 488 p.

В.П. Уткин

**ОПРЕДЕЛЯЮЩАЯ РОЛЬ СДВИГОВОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ
ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА
(ВСАВПП)**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Исследования структурно-динамических факторов развития ВСАВПП начались с открытия Центральнo-Сихотэ-Алинского (ЦСА) сдвига [1] и левосдвиговой динамики региона [3]. На большом фактическом материале, по специальной методике, было показано, что формирование транзитного ВСАВПП, параллельно ЦСА сдвигу, обусловлено активизацией в позднем мелу глубинных сдвигов в режиме трансенсии (сдвиг с растяжением) с образованием поперечных к сдвигам структур растяжения, выполнявших роль магмоподводящих каналов [4]. Это открытие не согласуется с представлениями плейттектонистов, согласно которым само наличие вулканo-плутонического пояса априори свидетельствует о развитии окраины континента в условиях субдукции океанических плит (т.н. активные континентальные окраины). Априорные модельные построения субдукционного формирования вулканических поясов освободили плейттектонистов от исследования структурно-динамических и обстановок вулканизма. Дан анализ структурных исследований [5] в ВСАВПП, бассейны рек Единки, Кабаньей, Самарги. Здесь верхний структурно-формационный комплекс (СФК) – позднемеловые-кайнозойские вулканиды, перекрываются нижним СФК, интенсивно смятыми (апт-нижний) альбскими осадками. Устанавливается два этапа тектогенеза: складчато-сдвиговый и деструктивно-сдвиговый. 1-ый - синсдвиговая система складок, с закономерно косо ориентировкой к левым сдвигам. К позднему мелу складчатая система была рассечена сквозными глубинными сдвигами на блоки, шириной 15–20 км. Были созданы структурно-кинематические условия для развития деструктивно-сдвигового тектогенеза – растяжение ограниченных сдвигами блоков с формированием поперечных к сдвигам структур растяжения. Синсдвиговые вулканo-тектонические структуры растяжения достаточно детально изучены в пределах Скалистой сдвиговой зоны (рис. 1). Здесь ограниченные сдвигами блоки вовлекались в сосдвиговые растяжения, следствием которого было, с одной стороны, инъекция и извержение огромных объемов магм, с другой – сбросовые просадки с формированием депрессий, начиная со среднего альба и продолжаясь в течение позднего мела-кайнозоя. Структурирование верхнего СФК, как следствие активизации сдвигов в нижнем СФК доказывае­тся также корреляцией их структурно-кинематических элементов (рис. 2). В верхнем СФК в полном соответствии с законами структурирования чехла, перекрывавшего активные сдвиги фундамента, сформирована доминирующая система разрывов, ориентированная косо к системе СВ левых сдвигов нижнего СФК, причем это сбросы в отличие от сдвигов нижнего СФК (сравни тектоническую штриховку). В верхнем СФК, при общем пологом залегании слоев, наблюдается проявление эмбриональной складчатости, ориентированной также, как и в нижнем СФК, косо к левым сдвигам, подтверждая сосдвиговую природу складкообразования. Ориентировка структур растяжения, локализирующих рудную минерализацию, вписывается в общую картину длительного развития сдвигового тектогенеза, происходившего в условиях субмеридионального латерального сжатия континентальной коры и сыгравшего определяющую роль в формировании ВСАВПП.

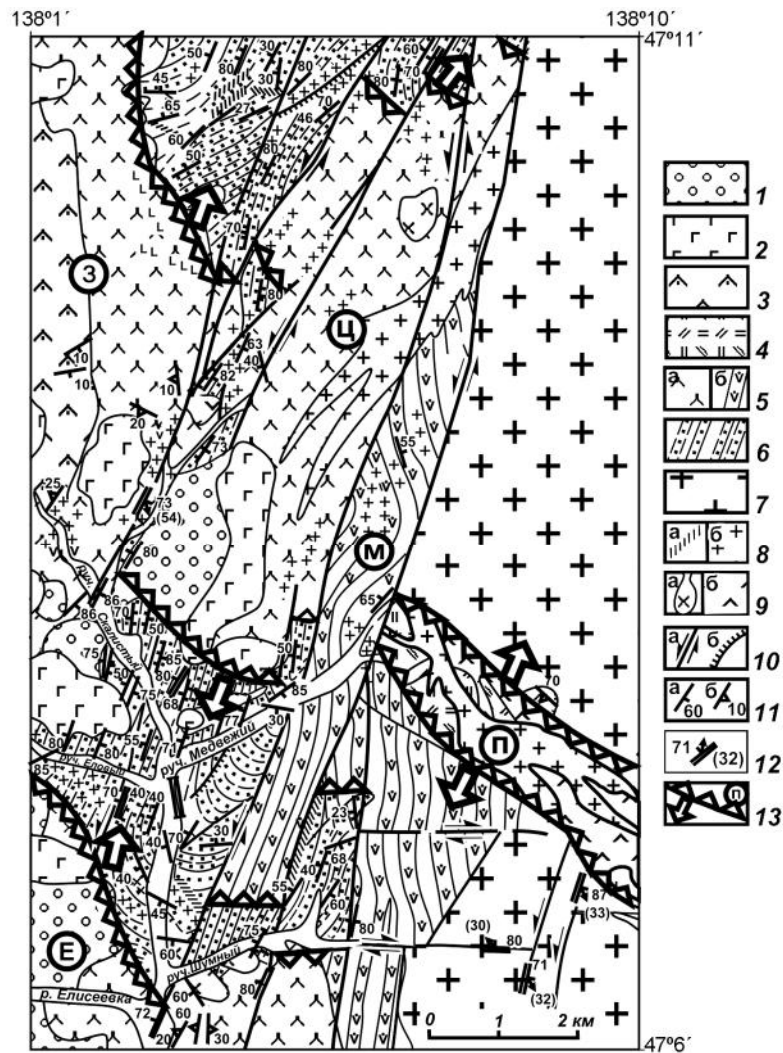


Рис. 1. Синдвиговые вулcano-тектонические структуры растяжения. Карта составлена по материалам [2, 5]. 1 – коллювиально-делювиальные отложения (Q); 2–4 – верхний структурно-формационный комплекс (K_2-N_1): олигоцен-миоценовые базальты, конгломераты, алевриты, песчаники (2), верхний маастрихт-нижний даний (фрагменты богопольной свиты), игнимбриты, агломератовые туфы кислого состава, туфоконгломераты, туффиты (3), турон-компанские (фрагменты приморской серии), липариты, фельзиты флюидальные (4); 5 – переходный структурно-формационный комплекс ($K_1 fl_{2,3}$): средне-позднеальбские песчаники, алевриты, конгломераты, туфы и туфоконгломераты с горизонтами лав андезитов, дацитов (а), лавы гиалокластитов, туфы андезитобазальтов, глобальные осадочные брекчии (б); 6 – нижний структурно-формационный комплекс – апт-раннеальбские флишоиды, переслаивание песчаников алевритов; 7 – сеноманские граниты; 8–9 – интрузивно-экструзивные тела, сформированные в позднем мелу-кайнозое: 8 – дайки липаритов, липаритовых порфиритов (а), гранит-порфиритов (б), 9 – штоки и дайки диоритов и диоритовых порфиритов (а), дацитовых порфиритов, андезитовых порфиритов (б); 10 – сдвиги (а), надвиги (б); 11 – элементы залегания слоистости (а), флюидальности (б); 12 – ориентировка тектонических сместителей с углами падения, а в случае наличия штрихов скольжения показано направление (стрелка) и угол их погружения (цифра в скобках); 13 – синдвиговые вулcano-тектонические структуры растяжения (ВТСР): 3 – Западная, Е – Елисейская, М – Медвежья, П – Поперечная, Ц – Центральная (стрелки – направления растяжений).

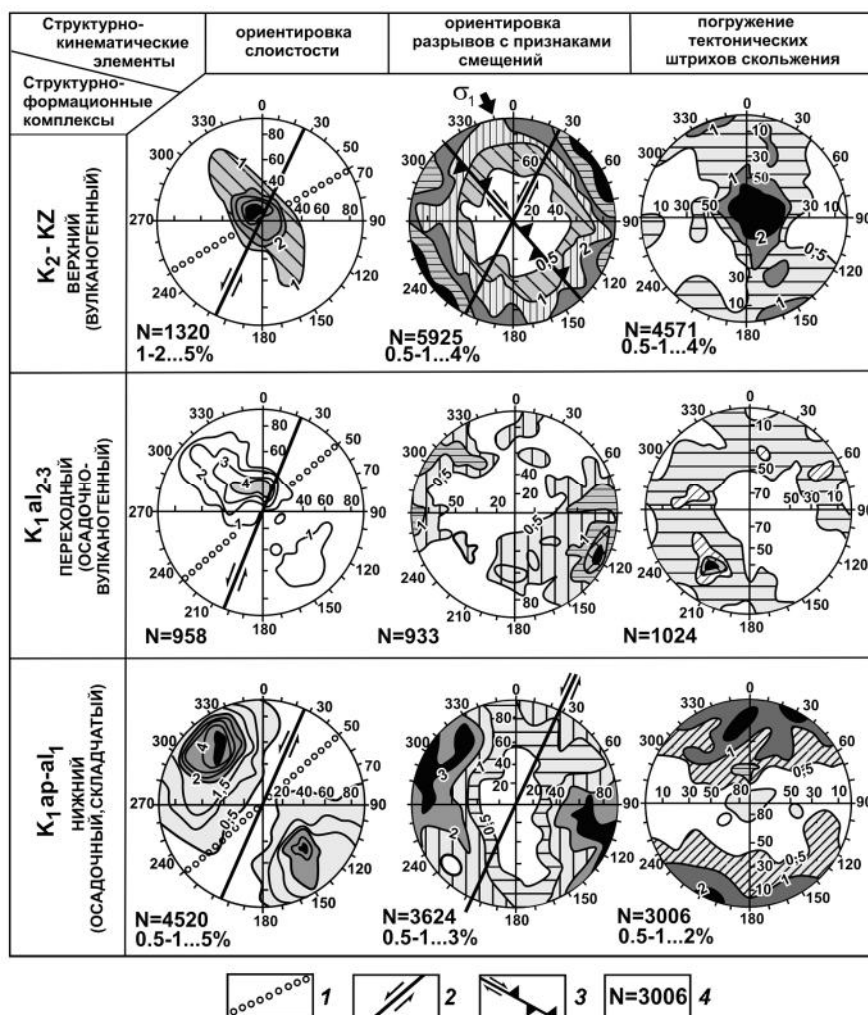


Рис. 2. Корреляция массовых замеров структурных и кинематических элементов в верхнем и нижнем структурно-формационных комплексах (сетка Вульфа, верхняя полусфера). 1 – усредненное простирание складчатых структур (структур сжатия); 2 – усредненное простирание сопряженных левых и правых сдвигов (структур скола); 3 – сдвиги, трансформированные в сбросы; 4 – количество замеров (N).

Литература

1. Олейников А.В., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К. и др. Геологические строение и полезные ископаемые бассейнов рек Вениковки, Кабеньей, Килоу. Владивосток: Примор. террит. фонд геол. информации. 1979. 301 с.
2. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня. ДАН СССР. 1976. Т. 228. № 5. С. 1189–1192.
3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во. 1972. 115 с.
4. Уткин В.П., Сорокин Б.К., Юшманов Ю.П. и др. Геолого-структурные условия локализации золото-серебряного оруденения в южной части Самаргинского рудного района. Владивосток: Примор. террит. фонд геол. информации. 1980. 268 с.

В.С. Шкодзинский**ПРИРОДА ЭНДОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО ДАННЫМ О ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ***ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

Современные представления о природе эндогенных геологических процессов основаны на гипотезе холодной гомогенной аккреции Земли, выдвинутой О.Ю. Шмидтом [1] на основании предположения о формировании протопланетного диска в результате захвата гравитационным полем Солнца холодного газово-пылевого облака. По этой гипотезе Земля возникла путем совместного объединения холодных железных и силикатных частиц этого облака под влиянием гравитационных сил. Разделение этих частиц в земных недрах по плотности привело к формированию железного ядра и силикатной мантии. Ранняя геологическая история принципиально не отличается от современной. Магмы возникают путем отделения выплавок в глубинных породах, слабо подплавленных (на 0.1 – 15 %) под влиянием радиогенного тепловыделения.

Однако к настоящему времени получено огромное количество противоречий этой системе взглядов. Судя по расчетам, вязкость слабо подплавленных пород настолько велика, что препятствует отделению от них выплавок. Это подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах и отсутствием процессов отделения расплавов в экспериментах по плавлению перидотитов менее чем на 30 % [2]. Установлено, что протопланетный диск имел тот же состав, что и Солнце, и очень высокую первичную температуру – до 1800 К [3]. Выделение потенциальной энергии при аккреции составляло 9000 кал/г, что способно было разогреть Землю до 34 000 °С [4]. О.Ю. Шмидт предполагал, что аккреция происходила в течение более миллиарда лет. За это время импактное тепло полностью излучалось в космическое пространство. Но современные изотопные данные свидетельствуют, что планеты сформировались менее чем за 10 млн лет [5]. Это указывает на горячую аккрецию Земли.

Геологические данные [6] полностью подтверждают этот вывод. Оказалось, что составы пород мантийных ксенолитов и раннедокембрийских кристаллических комплексов образуют тренды магматического фракционирования, их изотопный возраст и температура кристаллизации уменьшаются в последовательности кристаллизации при фракционировании. Древние геотермические градиенты проектируются в область очень высокой температуры (до 1000 °С) на земной поверхности. Эти и многие другие данные однозначно свидетельствуют о горячей аккреции и о необходимости кардинального пересмотра генетических гипотез петрологии.

Резкая химическая неравновесность мантийных пород с металлическим железом и присутствие на Земле H_2O и CO_2 , а не H_2 и CO [4], указывают, что железные и силикатные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, аккреция была гетерогенной. В этом случае ядро образовалось раньше мантии в результате объединения железных частиц под влиянием магнитных сил, поскольку, например, при сантиметровом размере частиц мощность этих сил была в миллиарды раз больше чем гравитационных. Огромная мощность этих сил обусловила на тысячи градусов больший импактный разогрев ядра по сравнению с мантией при аккреции, объясняет подогрев ее ядром и существование в ней конвекции.

Выпадавшие на сформировавшееся ядро силикатные частицы плавилась в резуль-

тате импактного тепловыделения. Придонные части возникшего магматического океана при аккреции частично кристаллизовались под влиянием роста давления формировавшихся верхних частей и образовали из кумулатов породы мантии, а из всплывавших остаточных расплавов – различные по составу слои магматического океана. Вследствие незначительной еще глубины океана и пониженной силы тяжести на ранней небольшой Земле придонное фракционирование длительное время было малобарическим, поэтому возникавшие остаточные расплавы варьировали по составу от толеитов до риолитов. Существование этих ранних массовых малобарических процессов синаккреционного фракционирования объясняет широкое развитие на Земле толеитов и гранитов.

Расположение разных расплавов по плотности привело к возникновению слоистости в магматическом океане. Поэтому при остывании в нем не возникла единая конвекция от дна до поверхности, и после прекращения аккреции он длительно затвердевал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь. Это объясняет отсутствие на Земле пород древнее 4 млрд лет и кратеров завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. Вследствие увеличения плотности при кристаллизации затвердевшие верхние части магматического океана периодически тонули вместе с начавшими формироваться на них осадками и на их место всплывали нижние жидкие. Это объясняет пестрый состав раннедокембрийских кристаллических комплексов, обычно линзовидную и неправильную форму тел слагающих их гнейсов и присутствие среди них паропород.

Образование кристаллической коры древних платформ путем кристаллизации магматического океана объясняет однотипный ее состав на всех платформах, выдержанные магматические температуры ее кристаллизации (600–900 °С) на всей Земле, отсутствие переходов в нематоморфизованные породы и реликтов ранних низкотемпературных минералов, отсутствие признаков существования мощных (десятки километров) перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых должен бы быть обусловлен гипотетический метаморфизм.

По мере кристаллизации океана магмы сверху вниз сначала всплывали кислые остаточные расплавы верхнего слоя, далее субщелочные и щелочные расплавы основного слоя, затем щелочно-ультраосновные пикритового слоя и далее кимберлитовые остаточные расплавы нижнего перидотитового. Это объясняет генезис и последовательность образования магматических пород на платформах.

Отделение огромного количества рудоносных флюидов из кристаллизовавшегося магматического океана объясняет генезис многочисленных стратиформных месторождений на древних платформах. Накопление рудных компонентов в остаточных расплавах его глубинных слоев и подъем этих расплавов привели к образованию уникально крупных месторождений платины, никеля, урана, редких земель и алмазоносных кимберлитов.

Импактное тепловыделение при аккреции возрастало с увеличением размера падавших тел вследствие уменьшения удельных теплопотерь на излучение. Поэтому неизбежное постепенное повышение размера частиц в протопланетном диске приводило к сильному (на многие сотни градусов) увеличению температуры аккреции. Следовательно, в раннем докембрии геотермический градиент в мантии был обратным по отношению к современному и в это время не существовали нижнемантийные плюмы и современные геодинамические обстановки.

Процессы погружения и всплывания дифференциатов магматического океана приводили к малоамплитудным пластическим деформациям формировавшейся земной коры.

Поэтому в раннем докембрии существовала тектоника малых пластичных коровых плит.

Постепенный прогрев мантии горячим ядром привел к возникновению в ней в конце протерозоя прямого геотермического градиента и к началу всплывания ее подогретого ультраосновного вещества. Вследствие его большой вязкости всплывавшие огромные суперплюмы оказывали сильное механическое воздействие на литосферу. Это обусловило возникновение тектоники литосферных плит и современных геодинамических обстановок.

При аккреции мантии падение крупных планетезималей приводило к возникновению импактных кратеров на дне магматического океана. Быстрое компрессионное затвердевание заполнявших их расплавов обусловило формирование крупных тел преимущественно толеитового состава. Их всплывание привело к возникновению основных плюмов в мантии. Декомпрессионное переплавление их вещества обусловило быстрое образованию огромных объемов трапхов и больших магматических провинций. Одновременное проявление обоих типов конвекции привело к возникновению магматизма «горячих точек». Разноглубинное фракционирование их магм является причиной формирования различных магматических пород океанических и складчатых областей. Выжимание и всплывание наиболее кислых частей кристаллической коры в зонах коллизии и субдукции приводило к их декомпрессионно-фрикционному плавлению и к возникновению огромных гранитоидных батолитов. Образование их путем плавления древних кислых пород подтверждается обычно большой величиной (до 0.710–0.715) в них первичного отношения изотопов стронция.

Литература

1. Шмидт О.Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР, 1962. 132 с.
2. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1977. V. 76. P. 424–428.
3. Додд Р.Т. Метеориты – петрология и геохимия. М.: Мир, 1986. 382 с.
4. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Мир, Недра, 1982. 294 с.
5. Рузмайкина Т.В. Протопланетный диск: от идеи захвата к теории происхождения // *Физика Земли.* 1991. № 8. С. 5–14.
6. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд. СВФУ, 2014. 452 с.

Ю.Ю. Юрченко¹, Н.А. Гольцин¹, Е.В. Шупилко¹, Ю.П. Змиевский¹,
С.Ю. Рассказов¹, З.В. Анохина¹

**НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И СОСТАВЕ
МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО ХИНГАНА (ЕАО,
ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

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

Территория Малого Хингана в структурно-геологическом плане относится к Малохинганскому блоку Буреинского массива. В границах блока выделяется два ареала мелового вулканизма – Хингано-Олонойский (с запада) и Бирско-Белоянский (с востока). В первом ареале распространены вулканические комплексы станолірский, солонечный, обманийский, листовичинный, во втором – большечуркинский, шуки-поктойский, набатовский, для обоих ареалов характерен левохинганский комплекс. Для ареалов характерен начальный существенно андезитовый вулканизм, который в дальнейшем, как правило, сменяется накоплением кислых и умеренно кислых эффузивов. С долей условности, к проявлениям мезозойского вулканизма отнесены выходы таловского комплекса.

Материал для исследований получен в рамках камеральных (сбор опубликованных и фондовых материалов - более 50 источников) и полевых работ 2016–2017 гг. Изотопно-геохимические исследования включали в себя пробоподготовку, определение породообразующих химических элементов методом РСФА на приборе ARL-9800 по внутренней методике № 17 ЦЛ ВСЕГЕИ, а изучение редкоземельных и ряда микроэлементов методом ICP-MS на приборе Elan 6100 по методике ВСЕГЕИ 10/2010, определение содержаний Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn и Pb производилось на приборе Agilent 7700. Определение возраста по единичным зернам цирконов производилось U-Pb методом на приборе SHRIMP II, по методике, описанной в [3].

Ниже приведены краткие результаты исследования.

Таловский комплекс риолитовый включает единичные выходы (дайки, штоки) покровных и субвулканических образований (риолиты и их игнимбриты, туфы и лавобрекчии, трахириолиты, дациты). Вулканы ороговикованы и гидротермально изменены [4].

Для пород характерна повышенная щелочность. Породы этого вулканогенного комплекса мало и плохо изучены в петрохимическом отношении.

Кроме геологических данных, возраст пород комплекса, определенный K-Ar методом, составляет 190 млн лет, отмечены значения в 75 млн лет [1]. Позднее, U-Pb методом по единичным зернам цирконов получены очень противоречивые значения возрастов с 215 млн лет и 460 млн лет (Арапов В.Н. и др., 2016)¹.

Станолірский комплекс андезитовый представлен покровными и субвулканическими образованиями (андезиты, их лавобрекчии и туфы, реже туффиты, андезибазальты, трахиандезибазальты, дациты, трахидациты, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфоконгломераты) [1].

Породы комплекса отвечают спектру разновидностей от умереннощелочных андезибазальтов до нормальных андезитов калиево-натриевой серии и являются высокоглиноземистыми, низкотитанистыми. От более молодых пород среднего и основного состава отличаются меньшим содержанием MgO и Sr. В туфах отмечается повышенное,

содержание Be и Zr, в андезитах – Sn, Li, а в андезибазальтах – Nb, Mo, Sn (аналогичные материалы получены ранее (Атрашенко А.Ф. и др., 2001). Распределение редких элементов, нормированных на N-MORB, показывает отсутствие Ta-Nb аномалии, повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (Ba, Rb) и высокозарядных (Th, U). Для пород нами впервые дана характеристика распределения РЗЭ, где наблюдается обогащение легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми ($La/Yb=7-12$), прослеживается отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=0.7-0.9$), обязанная своему присутствию развитием кристаллов плагиоклаза, выступающего в качестве порфировых вкрапленников, а также наблюдающегося в основном базисе породы.

Раннемеловой возраст субвулканических интрузий комплекса принят на основании флористических находок (баррем-апт) (Кириянова В.В., 1992, 1995). Ar-Ar возраст полученный по основным разновидностям пород данного комплекса изменяется от 99 – 136 млн лет [5] (Петрук Н.Н., 2016). Нами впервые получены возрастные значения по единичным зернам цирконов (U-Pb SHRIMP) из пробы андезитов комплекса, которые составили 103.02 ± 0.95 млн лет (альб).

Солонечный комплекс риолитовый представлен покровными вулканическими и субвулканическими образованиями (риолиты, трахириолиты, дациты, трахириодациты, игнимбритами, туфами и лавами риолитов и трахириолитов, туффитами, реже туфогенные алевролиты, песчаники, конгломераты) [4]. Породы комплекса характеризуются различной степенью гидротермально-метасоматической переработки, выраженной в окварцевании, гематитизации и лимонитизации, а также аргиллизации и калишпатизации.

Породы комплекса относятся к калиевой, реже калиево-натриевой сериям; трахириолиты являются весьма и крайне высокоглиноземистыми, а риолиты и риодациты – весьма высокоглиноземистыми породами. Можно выделить две группы пород с различной магнезиальностью, что, вероятно, объясняется воздействием на породу гидротермально-метасоматических процессов. Относительно среднего содержания в кислых породах комплекса, наблюдаются превышения в содержаниях Th, Pb, Nb, Zr, Zn и Mo. Ходрит-нормированный спектр пород комплекса имеет резко отрицательную стронциевую аномалию, положительные пики наблюдаются для Th, U, Zr и Hf. В распределении содержаний РЗЭ наблюдается обогащение легкими элементами по сравнению с тяжелыми ($La/Yb=2-5$), зафиксирован «глубокий» европиевый минимум ($Eu/Eu^*=0.03-0.05$).

Нами получены возрастные характеристики по единичным зернам цирконов (U-Pb SHRIMP) 102.98 ± 0.57 и 103.58 ± 0.35 млн лет (альб) из риолитов, которые согласуются с флористическими датировками предшественников (Кириянова В.В., 1992, 1995, Атрашенко А.Ф. и др., 2001) и возрастом, полученным K-Ar методом в 85–105 млн лет (Добкин С.Н., 2000).

Обманийский комплекс риолитовый включает как покровные, так и субвулканические фации (риолиты, игнимбритами риолитов и трахириолитами с прослоями их туфов, линзами ксенотуфов, риодацитами, их автомагматическими брекчиями, дацитами, гранит-порфирами) [1]. С постмагматическими процессами связывается площадная высокотемпературная пропилитизация пород комплекса, характерны процессы аргиллизации, гематитизации, лимонитизации, окварцевания.

По химическому составу субвулканические образования отвечают породам нормального и умеренно-щелочного ряда. Игнимбритами риолитов и трахириолитов раз-

личаются только по результатам химических анализов, в то же время по содержанию SiO_2 и суммы щелочей не отличаются от других эффузивных пород кислого состава (Добкин С.Н., 2000). На диаграмме $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ и SiO_2 фигуративные точки располагаются в большей степени в области магнезиальных. Породы комплекса достаточно хорошо изучены в проанализированной литературе и нашими исследованиями. Нами отмечаются повышенные над средним содержанием в кислых породах содержания Pb, Nb, Zr и Zn. Для игнимбриитов характерно повышенное содержание W, Be, реже Mo, Zn (Атрашенко А.Ф. и др., 2001). На спектрах распределения редких элементов субвулканические образования комплекса по сравнению с его покровной фацией характеризуются повышенным содержанием крупноионных элементов – Ba, Sr, высокозарядных – Zr, Hf и отрицательной Ta-Nb аномалией, тогда как в риолитах покровной фации аномалия положительная. Характер спектров распределения редкоземельных элементов (при нормировании на хондрит C1) для стратифицированных и субвулканических образований комплекса различен. В покровных образованиях наблюдается слабое диплетирование тяжелых редких элементов относительно легких ($\text{La/Yb} = 1.3\text{--}8$), выраженная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu/Eu}^* = 0\text{--}0.2$), тогда как в гранит-порфирах субвулканической фации наблюдается более ярко выраженное фракционирование легких РЗЭ относительно тяжелых ($\text{La/Yb} = 10\text{--}21$), зафиксирована слабая отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu/Eu}^* = 0.80\text{--}0.82$).

Нами получены возрастные характеристики по единичным зернам цирконов (U-Pb SHRIMP) 101.6 ± 0.77 , 102.59 ± 0.94 , 105.45 ± 0.66 и 106 ± 0.77 млн лет (альб), которые согласуются с флористическими датировками предшественников (Кириянова В.В., 1992, 1995) и возрастом, полученным K-Ar методом в 86–110 млн лет [5] (Добкин С.Н., 2000).

Лиственичный комплекс риолитовый включает покровные и субвулканические образования (риолиты, трахириолиты, риодациты, дациты и андезиты, их лавы и туфы, реже туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоконгломераты (Евтушенко В.А., 1968). Со становлением субвулканических интрузий комплекса связаны процессы аргиллизации, хлоритизации, серицитизации и окварцевания. Аргиллизированные породы не отличаются от соответствующих пород солонечного и обманийского комплексов [1, 4].

По химизму породы лиственичного комплекса относятся к породам нормальной щелочности, натриево-калиевой серии, что сближает их с риолитами обманийского комплекса. Стоит отметить, что присутствуют магнезиальные разновидности пород, реже железистые. Согласно спектру распределения микроэлементов, полученных в ходе настоящего исследования, видно, что в сравнении со средними содержаниями элементов в породах кислого состава, наблюдается превышение в изучаемых породах Pb и Zr, и пониженные содержания Rb и Nb. На N-MORB нормированном спектре распределения редких элементов наблюдаются отрицательные аномалии K, Nb, Ta, P, Ti и сидерофильных элементов; положительные аномалии зафиксированы для Rb, Th, U, Pb. На спектрах распределения РЗЭ наблюдается обогащение легких относительно тяжелых $\text{La/Yb} = 10$, присутствует отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu/Eu}^* = 0.3\text{--}0.4$). Необходимо отметить, что характер распределения редкоземельных элементов идентичен спектру распределения для пород обманийского комплекса, что интересно и, при также очевидной схожести петрографо-геохимических свойств, вероятно, имеет место идентичность первичного магматического источника для обоих комплексов.

Нами получены возрастные характеристики по единичным зернам цирконов (U-Pb SHRIMP) 103.2 ± 0.5 млн лет (альб), которые коррелируются с данными получен-

ными К-Аг методом по риолитам из района стратотипа в интервале 77–105 млн лет (Добкин С.Н., 2000, Атрашенко А.Ф. и др., 2001).

Большечуркинский комплекс андезитовый включает в своем составе большечуркинскую толщу, представленную андезитами и их лавобрекчиями [1]. Комплекс изучен весьма плохо, очевидно, из-за ограниченной распространенности в пределах исследуемой территории и его труднодоступности.

На данный момент в изученных материалах породы комплекса петрохимически не охарактеризованы.

Раннемеловой возраст большечуркинской толщи принят на основании ее петрологического сходства и одинакового стратиграфического положения со станолірской свитой близ расположенного Хингано-Олонойского вулcano-плутонического ареала [1].

Шуки-поктойский комплекс риолитовый объединяет покровные и субвулканические образования (риолиты, дациты и их туфы, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, реже андезидациты). Гидротермальные изменения в вулканитах комплекса проявлены в виде аргиллизации и окварцевания [1].

Характерной петрохимической особенностью покровных и субвулканических образований комплекса является их повышенная щелочность (Васькин А.Ф., 2008), однако в результате наших исследований отмечено, что дациты и андезидациты относятся к известково-щелочной серии, нередко подверженным вторичному гидротермальному преобразованию, в частности, окварцеванию. Характер распределения РЗЭ наследуется от одной пробы к другой: наблюдается превышение легких РЗЭ относительно тяжелых ($La/Yb=11-20$) с присутствием небольшой отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.71-0.84$). На спектрах распределения редких элементов, нормированных на N-MORB, отмечаются положительные аномалии Rb, Th, U, Sr, Hf, Zr и отрицательные аномалии Ba, K, Nb, Ta, P и Ti.

Нами получен возраст пород биотитового дацита покровной фации по единичным зернам цирконов (U-Pb SHRIMP) 107.7 ± 1.1 млн лет (альб), который сопоставим с данными определений К-Аг методом - 85 и 108 млн лет [1].

Набатовский комплекс андезитовый представлен покровными и субвулканическими образованиями андезитов и андезибазальтов [1]. Для пород характерны слабые проявления продуктов постамагматического преобразования – калишпатизации, гематитизации, окварцевания.

Породы комплекса относятся к известково-щелочной калиево-натриевой серии. Согласно спектру распределения РЗЭ в породах комплекса, следует, что имеет место преобладание легкими РЗЭ относительно тяжелых ($La/Yb=8-12$), а также отмечается присутствие отрицательной европиевой аномалии ($Eu/Eu^*=0.69-0.71$). По сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (N-MORB), породы комплекса резко обогащены Ba, Rb, Th, U, Pb, Sr, Hf, Zr и имеют отрицательные аномалии K, Ta, Nb, Ti, V, Ni, Cr. Относительно пород других комплексов Бирско-Белоянского ареала, для пород набатовского комплекса характерны повышенные содержания P, Sr и Ti.

Нами проведены определения возраста (по единичным зернам цирконов, U-Pb SHRIMP) пробы из андезибазальта оливин содержащего и получен возрастной кластер 105.2 ± 0.6 млн лет (альб), что коррелирует с определениями, полученными К-Аг методом по субвулканическим андезита – 79–109 млн лет (Васькин А.Ф., 2008).

Левохинганский комплекс андезит-базальтовый сложен относительно небольшими штоками андезитов, базальтов и трахибазальтов (Добкин С.Н., 2000).

По химическому составу андезиты и базальтоиды соответствуют высокоглиноземистым породам нормального и известково-щелочного ряда, относятся к калиево-натриевой серии и соответствуют магнезиальному типу.

К-Аг датировки, полученные для андезитов из даек в районе п. Хинганск, укладываются в интервал 89–105 млн лет [2] (Шульжик А.А., 1976, Павлов М.А., 1993).

Таким образом, полученные новые изотопно-геохимические данные по вулканогенно-осадочным комплексам Малого Хингана позволяют не только уточнить особенности вещественного состава, но и обозначить современными методами возраст, что особенно важно при понимании геологического развития региона и металлогении. Так, данные по определению возраста, впервые полученные по цирконам методом U-Pb SHRIMP, комплексов Хингано-Олонойского и Бирско-Белоянского ареалов попадают на альбское время, где на границе с верхним мелом завершилось образование Восточно-Буреинской вулканической зоны, а комплексы, возможно, изначально имеют генетически связанный источник и образовались в результате единого магматического импульса. В тоже время, можно отметить идентичность некоторых комплексов (обманийский и листовичинский), а при дополнительных исследованиях, возможно рассмотреть объединение рассмотренных комплексов в латеральные ряды в объеме выделяемых ареалов. Отдельного рассмотрения заслуживает выделение здесь таловского комплекса, данные о возрасте которого сильно варьируют; до сегодняшнего дня остаются слабо изученными большечуркинский, шуки-поктойский, набатовский и левохинганский комплексы. Отмеченная для ряда комплексов специализация на Мо и полиметаллы, а также проявленность гидротермально-метасоматических процессов служат важными металлогеническими критериями, в связи с возможностью обнаружения в пределах Хингано-Олонойского и Бирско-Белоянского ареалов объектов золото-серебряной и медно-молибден-порфировой (с золотом) формаций.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ФГБУ «ВСЕГЕИ» от 30.12.2016 г. № 049-00012-17-00, выданного Роснедра.

Литература

1. Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Дальневосточная серия. Геологическая карта М-53 (Хабаровск). М 1:1 000 000. ВСЕГЕИ, 2009
2. Каталог определений абсолютного возраста горных пород СССР радиологическими методами. Дальний Восток. Камчатка. (под ред. Загужиной Н.А., Полевой Н.И.). Л.: ВСЕГЕИ, 1977, 375 с.
3. Лохов К.И. и др. Фанерозойские значения возраста в породах Балтийского щита по U-Pb методу по цирконам при помощи методики SHRIMP: контаминация проб или реальность / XVII Симпозиум по геохимии изотопов. М., ГЕОХИ, 2004. С. 155–156.
4. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Дальневосточная серия. Геологическая карта М-52 (Благовещенск). М 1:1 000 000. ВСЕГЕИ, 2012
5. Сорокин А.А. и др. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойского вулканической зоны (Дальний Восток) / Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 52–62

**В.В. Ярмолук¹, А.М. Козловский¹, А.В. Никифоров¹,
В.М. Саватенков²**

**ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ-КАЙНОЗОЙСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ
ВОСТОКА АЗИИ: МАГМАТИЗМ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ
ПРИРОДА**

¹ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

²ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

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 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

Позднемезозойская магматическая провинция прослеживается от края Азиатского континента вглубь его более чем на 2 000. Вулканические области провинции различаются особенностями строения и геологического развития в зависимости от их положения в пределах провинции. Вблизи края континента (восточная часть провинции) развиты вулканические пояса, конформные по отношению к этой границе. Возраст вулканических поясов этой части провинции последовательно омолаживается к востоку, что связывается с отступлением зоны субдукции в сторону океана на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя. Магматизм этих поясов характеризовался составами, типичными для обстановок конвергентных границ.

Вулканические области западной части провинции представлены пространственно и структурно разобщенными рифтовыми областями, которые, тем не менее, характеризовались более или менее согласованным развитием. Наиболее важным и синхронизированным событием в их формировании стало образование в интервале 135–120 млн лет их рифтогенного структурного каркаса, сопровождавшееся наиболее крупнообъемными вулканическими излияниями.

В составе магматических ассоциаций рифтовых областей преобладают породы преимущественно основного состава повышенной щелочности и щелочные, важной характеристикой данных областей стали карбонатиты, ассоциированные преимущественно со щелочно-салическими породами – трахитами и сиенитами. Для состава основных пород установлено участие в их формировании 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. Вклад источника OIB был определяющий на средних (второй половины раннего мела) и поздних (позднемеловых и раннекайнозойских) стадиях. Изотопные параметры пород рифтовых областей близки между собой и отвечают комбинации источника PREMA с

источниками типа ЕМII. В целом геохимические и изотопные характеристики пород указывают на сходство состава источников рифтогенного магматизма в разных участках провинции и, следовательно, свидетельствуют о единстве механизмов, определивших появление этих источников в основании региона.

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 структур Алтая, совпадая в своих границах с ареалом позднемезозойского магматизма. Вулканические области из континентальных участков провинции близки по составу магматических ассоциаций и истории своего развития. Вулканизм в этих областях развивался дискретно на протяжении нескольких десятков млн лет при наиболее крупных объемах излияний в раннем миоцене. Вулканические процессы сопровождалась процессами сбросо- и грабенообразования.

Вулканические продукты позднекайнозойской провинции представлены лавами основного состава повышенной щелочности и щелочными. Базиты обогащены несовместимыми редкими элементами и по их содержанию приближаются к базальтам ОIВ. Изотопные параметры пород охватывают все многообразие состава источников мантийных расплавов провинции и отвечают комбинации источника PREMA с источниками типа ЕMI и ЕMII. Геохимические и изотопные характеристики пород указывают на сходство состава источников магматизма в разных участках провинции и, таким образом, свидетельствуют о сходстве механизмов, определивших появление этих источников в основании региона. Геологические данные свидетельствуют о локальном проявлении таких источников в пределах провинции, что привело к образованию пространственно разобщенных и структурно не связанных вулканических областей.

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 субдукци-

онные и внутриплитные механизмы магнообразования. Их взаимодействие определило специфику магматической эволюции. Изменения состава расплавов во времени отвечали последовательному вытеснению из области магногенерации 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.

Сейсмотомографические 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 при финансовой поддержке РФФИ (проекты №17-05-00167 и 18-55-91004).

РАЗДЕЛ II

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Н.И. Белозеров¹, А.А. Попов²

**МИНЕРАГЕНИЯ ТУРАНСКОГО ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ КАК ИСТОЧНИК
РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА**

¹ФГБУН Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

²ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск

Туранское горное сооружение обрамляет Зейско-Буреинский бассейн с востока и характеризуется специфическим набором полезных ископаемых и своеобразными особенностями их распределения. Глубокий эрозионный срез горных сооружений и широко развитая речная сеть позволяют предполагать [1, 2] значительный объем рыхлого материала, перенесенного в бассейн. Наиболее полно региональную картину содержаний полезных компонентов в породах региона дал Д.Л. Вьюнов (2003 г.). Изучение рудоносности горного обрамления проводилось им по результатам геологических съемок масштаба 1:200000 с привлечением всех данных геохимического опробования по потокам рассеяния.

В северной части Туранского поднятия, на площади развития интрузий среднего и позднего карбона (тырмо-буреинский комплекс) и поздней юры (харинский комплекс) и полей меловых вулканитов, насыщенных субвулканическими телами и штоками гранитоидов, превалируют ореолы повышенных содержаний Sn, Li, Mo, Cu, Ag (рис.) трассирующихся зонами долгоживущих разломов.

В Бысса-Ульминском и Нимано-Верхнетомском районах отмечаются повышенные концентрации Au, Ag, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Li, TR тяготеющие к редкометальным грейzenам и пегматитам. Проявления золота и серебра представлены серебро- и золото-серебро-полиметаллической и золото-кварцевой (арсенопиритовый тип) формациями. В южной части Туранского хребта, в зоне перехода к Малохинганскому горному сооружению, ярко выражено редкоземельно-редкометальное оруденение. Здесь сосредоточено большинство рудопроявлений олова. Известны также проявления Be, Li, Th, U.

Нами обобщены материалы, позволяющие оценить ресурсы полезных ископаемых халько-литофильной группы, представляющих интерес как источник рудного вещества поступающего с востока в Зейско-Буреинский бассейн. Ресурсы оценены по методике количественной оценки геохимических аномалий ранга рудных узлов, предложенной С.В.Соколовым [4] (табл.).

Приведенное расчетное количество ресурсов недр предполагает современное их наличие в горном обрамлении на глубину 250–500 м. Поскольку современная поверхность Туранского хребта является верхней границей подсчета ресурсов, а величина среза, по мнению многих авторов [3, 5], также близка этим цифрам, можно с уверенностью сказать, что количество поступившего в рыхлые отложения впадины полезных элементов будет не менее приведенных нами ресурсов, либо несколько превосходить их.

Результаты шлихового опробования проведенного при геологической съемке масштаба 1:200000 всей разветвленной сети водотоков хребта (рис.) показывают ореолы повышенных содержаний Au, Ag, касситерита, шеелита, вольфрамит, рутила, молибденита, халькопирита, сфалерита, галенита, редких, редкоземельных и радиоактивных элементов (фергусонит, циркон, малакон, циртолит, монацит, ксенотим, браннерит, ортит), что говорит о густой насыщенности рыхлых отложений рудным веществом.

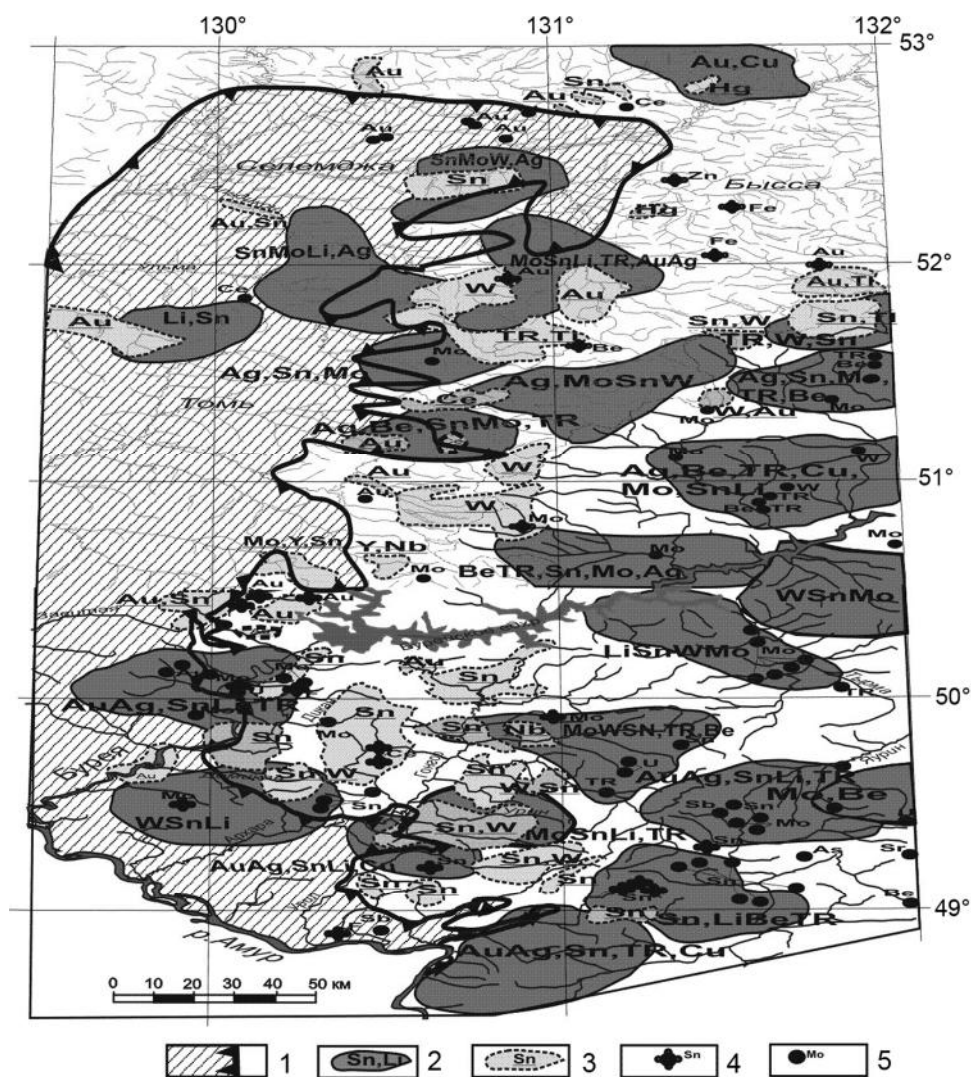


Рис. Схема размещения геохимических (по данным Д.Д.Вьюнова с дополнениями) и шлиховых ореолов рассеяния.

1 – контур Зейско-Буреинского бассейна; 2 – ореолы повышенных концентраций химических элементов, их символы; 3 – шлиховые ореолы повышенных концентраций рудных минералов, символы их полезных компонентов; 4 – рудопроявления и месторождения полезных ископаемых, их символы; 5 – шлиховые пробы.

Опираясь на изложенные материалы можно полагать, что Туранское поднятие характеризуется широким набором полезных ископаемых, которые в мезозое и кайнозое поступали в Зейско-Буреинский бассейн. Минерагения горных сооружений подчеркивает возможность обогащения терригенных и угленосных отложений бассейна редкоземельными и редкометалльными (Y, La, Li, Be, Zr, Mo), радиоактивными (U, Th) соединениями, а также оловом, вольфрамом, серебром.

Таблица. Ресурсы полезных ископаемых

Номер ореола	Ресурсы (Ag-в тоннах, остальные в тыс. тонн)									
	Ag	Zn+Pb	Cu	Mo	W	Sn	Y+La	Li	Be	Zr
84	-	300	80	-	14	2	-	99	-	-
85	13300	380	46	7.1	5	4.4	-	-	-	-
86	6760	410	85	4.5	-	9	5	67	-	-
87	22400	850	82	5.9	-	6.7	7.1	51	-	-
88	15600	350	-	6.8	-	3.9	-	-	-	-
89	-	240	-	1.3	-	7	-	960	-	-
90	9010	670	30	3.3	-	1.6	-	-	-	-
95	-	24	-	0.8	7	4	720	-	-	-
96	44380	650	-	2.1	7	5	-	-	-	-
97	15160	14	-	1.5	-	3	77	-	425	-
98	13275	33	-	4.7	-	16	114	-	29	-
99	320	1776	73	239	45	7	157	37	4.6	-
100	10122	22	-	3	-	4.4	75	-	0.4	-
101	-	-	-	3	84	30	-	-	-	4305
102	-	800	-	3	50	5	-	50	-	4366
103	8696	870	49	-	-	5	128	37	-	-
104	-	1791	-	-	14	2.7	-	92	-	-
105	-	490	-	2.6	78	4	41	48	50	-
106	-	-	-	3.1	-	2	210	44	-	-
107	-	-	44	-	-	1.3	-	35	-	-
108	-	-	-	88	-	1.4	-	-	77	-
109	-	2180	166	-	-	5.2	111	141	-	-
110	-	4670	-	-	5	73	152	80	37	-
111	2990	3210	70	2.3	-	17	570	77	-	-
112	-	-	-	-	-	-	-	230	11	-
113	-	590	65	-	-	9	85	380	17	-
Итого	162013	20320	790	405.4	309	229.6	2352.1	2428	651	8671

Литература

1. Онухов Ф.С. Принципы анализа рельефа для изучения тектоники областей молодого горообразования // Генезис рельефа. Иркутск: Наука, 1995. С. 47–48.
2. Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Методика анализа тектонической расчлененности для оценки геоморфологического риска (на примере юга Дальнего Востока России) // Геоморфологический риск. Иркутск: Наука, 1993. С. 37–38.
3. Пан В.П., Сорокин А.П. Геотектонический режим формирования меловых неогеновых угленосных отложений чехла Амура-Зейской депрессии // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1975. С. 129–137.
4. Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. 154 с.
5. Сорокин А.П. Молодые платформы восточной окраины Евразии (глубинное строение, условия формирования и металлогения). Владивосток: Дальнаука, 2013. 366 с.

Н.В. Бердников¹, А.Г. Мочалов², В.Г. Невструев¹, В.О. Крутикова¹

**МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЯХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЕ (МАЛЫЙ ХИНГАН, РОССИЯ)**

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

²ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Железо-марганцевое месторождение Поперечное входит в состав Южно-Хинганской рудоносной зоны на Малом Хингане, являющейся частью широкой (~40 км) полосы железо-марганцевой минерализации, прослеживающейся в субмеридиональном направлении от правого берега р. Кимкан на севере до р. Амур на юге на расстоянии около 150 км [5]. На территории Китая эта полоса продолжается на юг, включая месторождение Янсиндженъ и Иланьскую группу железорудных проявлений. Изученная территория приурочена к юго-восточному обрамлению Буреинского массива, который представляет собой метаморфизованную в раннем ордовике аккреционную призму. Возраст протолита массива составляет 1.2–0.5 млрд лет, а время его метаморфизма в условиях амфиболитовой фации около 490 млн лет.

Железо-марганцевые руды образуют в доломитах тела мощностью около 20 м. Крутопадающие тела флюидно-эксплозивных брекчий (флюидолитов) прорывают доломиты. Матрикс флюидолитов имеет флюидальную игнимбритовую текстуру, его состав соответствует магматическим породам андезито-дацитового состава известково-щелочной серии. В качестве включений в нем присутствуют фенокристы кварца и карбонатизированного полевого шпата, обломки вмещающих пород.

Детальные исследования флюидолитов показали наличие в них самородных минералов платины и платиноидов (МПГ) [1, 4], высокие содержания которых (до 11.3 г/т) позволяют отнести их к новому перспективному коренному источнику платиновых металлов [3].

МПГ зафиксированы только в пробах флюидолитов и железо-марганцевых руд. К настоящему времени в исследованном районе не обнаружены массивы ультраосновных пород, с которыми обычно связаны самородные платина и платиноиды, отсутствуют также россыпные проявления благородных металлов среди современных осадков и древних промежуточных коллекторов.

МПГ представлены главным образом кристаллами, изометричными или ксеноморфными зёрнами размером 0.1–0.25 мм, по составу соответствующими изоферроплатине $Pt_{3-x}Fe_{1+x}$ (таблица, рисунок) с небольшим дефицитом платины (82 % зерен). 13 % зерен изоферроплатины содержит примесь Pd (в среднем 1.6 мас. %), в 5 % зерен зафиксирована примесь Ir (в среднем 5.4 мас. %), в нескольких зёрнах отмечается примесь Rh (в среднем 2.49 мас. %). Для большинства зерен характерна примесь Cu и Ni (в среднем 0.6 и 0.1 мас. %, соответственно). В 37 зёрнах установлена примесь Sn (от 0.04 до 2.30 мас. %). Редко встречаются зёрна тетраферроплатины $Pt_{1+x}Fe_{1-x}$ с примесью Cu (в среднем 1.4 мас. %), единичные зёрна самородного иридия с переменными количествами Ru, Pt, Os и рутениридосмин. В качестве микровключений в изоферроплатине присутствуют рутениридосмин, самородные осмий и иридий. Обращает на себя внимание, что самородный иридий иногда содержит значительные количества Ru (10–15 мас. %). Микронные включения сульфидов в основном представлены лаурит-эрликманитом, кашинитом, боуитом и сульфоарсенидами ряда ирарсит-холлингвортит. Обращает на

себя внимание отсутствие сперрилита. На некоторых зёрнах изоферроплатины встречаются каёмчатые псевдоморфозы состава $(Pt_2Pd)_3Fe$. Эта же фаза установлена и в самостоятельном зерне с каёмчатой псевдоморфозой состава $(Pd_{2.85}Pt_{0.02})_{2.87}(Fe_{0.98}Cu_{0.13})_{1.11}$. В редких случаях изоферроплатина обрастает микронной «рубашкой» самородного золота, обнаружены ее сростания с криптоагрегатами талька и магнезита (?).

Таблица. Средние химические составы изоферроплатины и тетраферроплатины месторождения Поперечное

Состав	n	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
Изоферроплатина без примесей ЭПГ											
Мас. %	464	89.2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.00	0.12	0.58	99.90
Ст. откл.		1.56						1.33	0.30	0.66	
Ат. %		70.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	27.65	0.32	1.41	100.00
Изоферроплатина Pd-содержащая											
Мас. %	74	87.90	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	9.70	0.05	0.68	99.93
Ст. откл.		1.41					0.71	1.12	0.15	0.64	
Ат. %		69.23	0.00	0.00	0.00	0.00	2.31	26.69	0.13	1.64	100.00
Мас. %	1	66.70	0.00	0.00	0.00	0.00	20.20	9.70	0.00	1.10	100.23
Ат. %		48.24	0.00	0.00	0.00	0.00	25.80	23.61	0.00	2.35	100.00
Изоферроплатина Ir-содержащая											
Мас. %	27	83.60	5.38	0.00	0.00	0.07	0.00	10.00	0.20	0.73	99.98
Ст. откл.		1.90	1.23			0.36		0.95	0.35	0.55	
Ат. %		65.81	4.30	0.00	0.00	0.10	0.00	27.50	0.52	1.76	100.00
Изоферроплатина Rh-содержащая											
Мас. %	3	85.50	0.00	0.00	0.00	2.49	0.00	10.60	0.00	1.17	99.76
Ст. откл.		2.96				1.16		1.10		1.02	
Ат. %		65.35	0.00	0.00	0.00	3.61	Н.о.	28.30	0.00	2.75	100.00
Тетраферроплатина без примесей ЭПГ											
Мас. %	8	83.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	14.50	0.70	1.05	99.85
Ст. откл.		3.05						3.30	1.07	1.05	
Ат. %		59.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	36.23	1.66	2.31	100.00
Тетраферроплатина Pd-содержащая											
Мас. %	2	82.70	0.00	0.00	0.00	0.00	1.37	12.00	0.00	2.60	98.67
Ст. откл.		6.52					0.46	3.20		1.79	
Ат. %		61,21	0.00	0.00	0.00	0.00	1,86	31,02	0.00	5,91	100,00
Тетраферроплатина Ir-содержащая											
Мас. %	1	76.50	6.32	0.00	0.00	0.00	0.00	14.60	0.84	1.53	99.79
Ат. %		54.10	4.54	0.00	0.00	0.00	0.00	36.07	1.97	3.32	100.00

Примечание. ЭПГ – элементы платиновой группы; n – число химических анализов; мас. % – средний химический состав в мас. %, ст. откл. – стандартное отклонение, Ат. % – средний состав в ат. %.

Предварительно МПГ флюидолитов месторождения можно отнести к двум минералого-геохимическим типам. *Рутенплатосмиродовый тип* объединяет зёрна рутениридосмина, рутениевой разновидности самородного иридия и Ir-содержащей изоферроплатины. В части зёрен Ir-содержащей изоферроплатины наблюдаются каёмчатые преобразования в изоферроплатину без иридия. Также наблюдается изменение содержания Ru у рутениридосмина, эволюция состава рутений-осмиевой разновидности иридия вплоть до образования самородного осмия и иридия. Реликтовый *рутенпла-*

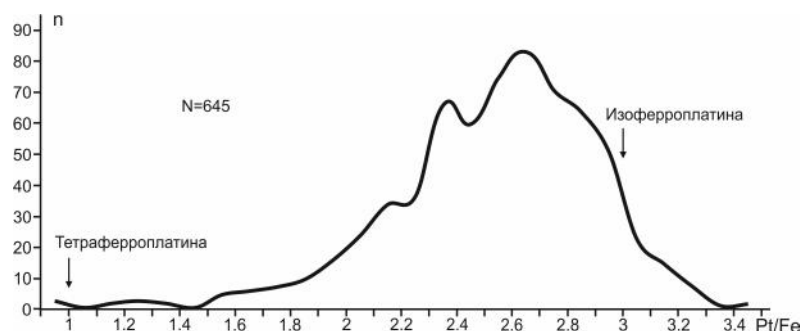


Рис. Гистограмма распределения значений Pt/Fe (ат. %) в минералах группы самородной платины месторождения Попережное.

n – число анализов с одинаковыми значениями, N – число микрозондовых анализов полного химического состава зёрен МПГ.

тосмиридовый тип характерен для высокobarических кумулятивных ультрамафитов оснований энсиалических дуг и жильных пироксенитов мантийных комплексов офиолитов. К *платиновому типу* относятся преобладающие среди МПГ Попережного зерна изоферроплатины и её Pd- и Rh-содержащих разновидностей, а также редких сульфидов и сульфосенитов. *Платиновый тип* соответствует палладисто-платиновому магматогенно-флюидно-метасоматическому типу метасоматитов щелочно-ультраосновных массивов щитов, кумулятивных габбро-пироксенит-дунитовых массивов островных дуг и малосульфидных проявлений норильских платобазальтовых интрузий [2, 6].

Исследования выполнены в рамках тем НИР ИГГД РАН и ИТиГ ДВО РАН, электронно-микроскопические исследования МПГ – в ХИАЦ ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Генетические аспекты железо-марганцевой и благороднометальной минерализации месторождения Попережного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 43–57.
2. Мочалов А.Г. Россыпеобразующие формации минералов платиновой группы Дальнего Востока России // Рудные месторождения и процессы рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 367–386.
3. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Диденко А.Н., Саксин Б.Г., Лаврик Н.А. Флюидолиты как источник коренной золото-платиноидной минерализации на примере месторождения Попережное (Малый Хинган) // Докл. АН. 2018. Т. 482, № 2. С. 202–205.
4. Ханчук А.И., 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.
5. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Советская геология. 1958. № 8. С. 114–136.
6. Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений. 2018. 676 с.

Н.Г. Борискина, С.А. Касаткин, В.Г. Хомич

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КУНАШИР-УРУПСКОГО ЗВЕНА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Геодинамические особенности Кунашир-Урупского звена Курильской островодужной системы (КОС) исследовались по материалам дистанционной регистрации сейсмических событий в Курило-Камчатской фокальной зоне, где с 1973 года зафиксировано более 7000 землетрясений, гипоцентры которых расположены глубже 50 км. Часто они достигают глубины в 600–700 км (сайт USGS). Сейсмофокальная зона (СФЗ) с сейсмоактивным слоем мощностью около 75 км имеет листрическую морфологию [1]. Ее средний угол погружения составляет 45°. При этом северная Симушир-Парамуширская часть КОС, простираясь по азимуту СВ 40°, имеет более крутой угол падения – 50°, чем южная Кунашир-Урупская, с углом падения 38° и простиранием СВ 55°. Существенное геодинамическое различие между Южными и Северными Курилами подтверждается их неодинаковым положением к вектору движения (290°) Тихоокеанской плиты (ТП). В северной части КОС ТП приближается к желобу почти ортогонально (угол > 70°), а у ЮК – под углом примерно 55°, обеспечивая косое взаимодействие плит с увеличением сдвиговой составляющей на южном фланге систем. Это кардинально повлияло на распределение напряжений на Кунашир-Урупском ее отрезке. Из расшифровок фокальных механизмов почти 700 наиболее сильных землетрясений ($M \geq 5$) следует, что в СФЗ преобладающими типами смещений являются взбросы, взбросо-сдвиги ССВ простирания и (реже) пологие разноориентированные сбросы. Исследованием распределения очагов сдвигового типа – с крутонаклонными (40–90°) погружениями средних осей деформаций и пологими (0–30°) лево- и правосторонними смещениями в плоскости разрыва установлено, что правые сдвиги распространены преимущественно до глубин 200 км. При этом доминанта их простирания вдоль КОС (СВ 50–60°) обусловлена упомянутым косым взаимодействием плит. Подавляющее большинство левых сдвигов сосредоточено на юге КОС. Они прослеживаются в ЗСЗ направлении по зоне субдукции до глубины 680 км, то есть фактически до нижней границы транзитной зоны мантии [1]. Аномальная проявленность здесь левых сдвигов «усилена» существованием в погружающейся части ТП крупных нарушений СЗ простирания. В виде субпараллельных разломных зон трансформного типа (РЗТТ) Носаппу (Тускарора), Итуруп, а также и менее выраженной Уруп, они примыкают к ЮВ флангу Курильского желоба [2]. Суммарная амплитуда левосторонних смещений только по РЗ Носаппу составляет около 150 км. Вышепоименованные РЗТТ прослеживаются в ЮВ направлении от Курильского желоба до возвышенности Шатского на расстояние более 1000 км. Как трансформные (типа хребет-хребет), они возникли в поздней юре-раннем мелу [2, 3]. По их частным сместителям, крылья которых маркируют линии разной намагниченности, и в настоящее время происходят тектонические подвижки с доминантой левосторонних смещений СЗ (330–340°) простирания. Особенно отчетливо это проявляется на участках изгиба ТП около океанского края глубоководного желоба. Вблизи изгиба сосредоточены современные (1964–1980 гг.) шикотанские землетрясения [4]. На площади разных сегментов ТП, заключенных между РЗТТ Носаппу, Итуруп, Уруп, примыкающих к Курильскому желобу, японскими учеными выявлены специфические (petit-spot) вулканические сооружения

(объемом до 1 км³) из высокощелочных базальтов с Ag/Ag датировками возраста в диапазоне 0.05–1, 1.8, 4.2, 6.0 и 8.5 Ма [3]. Возникновение вулканов *retit-spot* связывают с деформацией фрагментов ТП у края желоба и глубинным (астеносферным) источником их магм [3]. В связи с напряжениями сжатия-растяжения местной зоны субдукции, иные палеотектонические структуры ТП (типа горстов-грабен) также могли выступать в качестве проницаемых зон [5].

В отношении металлогенических особенностей Кунашир-Урупского звена КОС можно отметить, что здесь давно известны термальные источники с сублимационными серными и молибденит-серными месторождениями и множество дочетвертичных проявлений благородных (Au, Ag), цветных (Cu, Zn, Pb, Sn), редких (Mo, Bi) металлов и металлоидов (As, Sb, Se, Te) [6]. Многие из них имеют промышленную значимость, то есть являются месторождениями.

Определенной минерагенической специализацией обладают практически все геологические комплексы ЮК. В зеленотуфовых палеоценовых эффузивно-пирокластических накоплениях сосредоточены стратиформные эксгальационно-осадочные залежи и жильные гидротермально-метасоматические тела колчеданно-полиметаллических руд типа «куроко». К подобным проявлениям примыкают собственно полиметаллические и олово-полиметаллические [6]. Среди зеленотуфовых отложений размещено комплексное оруденение Прасоловского узла (о. Кунашир). Оно ассоциирует с габбро-плагиогранитными интрузивами олигоцена. Жильно-прожилково-метасоматические зоны содержат Au-касситерит-кварцевое, Au-полисульфидно-кварцевое, Au-селенидно-теллуридно-кварцевое, Au-адюляр-карбонат-кварцевое оруденение. В сульфидно-селенидно-теллуридной минерализации установлено [7] присутствие высокоиндиевого (до 1.5 % In) сфалерита и гипогенного рокезита (CuInS₂). С экструзивными, субвулканическими, интрузивными телами дацит-риолитового состава, размещенными среди эффузивно-пирокластических миоценовых, позднемиоцен-плиоценовых накоплений [8] ассоциируют барит-колчеданно-полиметаллические, Au-алунит(гетит)-кварцевые, Au-адюляр(карбонат)-кварцевые Северянковского рудного поля [6]. Позднеплиоценовые андезит-базальты также содержат прожилковую Au, Ag-сульфосольно-кварцевую минерализацию. На о-вах Итуруп и Уруп специализированными на благородные металлы считаются позднемиоцен-плейстоценовые магматиты кислого состава. На островах известно несколько потенциальных рудных полей с кварц-колчеданной, полиметаллической (с Au), сульфосольно-сульфидной, сульфидно-сульфоарсенидной и убогосульфидной золото-серебряной минерализацией [6, 9].

В последние десятилетия на ЮК, в дополнение к перечисленным традиционным, выявлены «атипичные» проявления элементов платиновой группы (ЭПГ) и таких редких металлов как Cd, Ge и Re [10–12]. В 1975–1978 гг. Федорченко В.И., Збруев А.И. и Разин Л.В. открыли на о-ве Кунашир, среди производных современной наземной деятельности андезит-базальтовых вулканов Менделеева и Головнина, нетрадиционное комплексное сырье ЭПГ и Au [10]. По периферии вулканов, где распространены многочисленные гидросольфатары (с самородной серой), парогидротермы разной мощности, донные фумаролы и грязевые котлы с горячей водой, подвергающиеся воздействию вулканических газов, установлены повышенные уровни содержания благородных металлов. Перечисленные производные вулканизма первооткрыватели отнесли к перспективным природным минерально-сырьевым объектам нового типа [10].

Еще одно открытие – рениевой минерализации сделано у вулкана Кудрявый (о-в Итуруп) [11]. Здесь в кальдере Медвежья более века действуют высокотемпературные (до 940°C) газовые струи, содержащие многоэлементное (In, Ge, Tl, Sn, W, Cd, Se, Mo, Au, Pt и Pd) проявление Re. Ревизионными исследованиями [6] подтверждено, что подобная (с Re) минерализация проявлена и в других Au-Ag, Cu и Cu-Zn-Pb (\pm As, Sb) объектах, но почти исключительно на ЮК.

Таким образом, сравнительный анализ геодинамических и металлогенических особенностей ЮК позволяет констатировать, что наличие разломных зон трансформного типа, а в них – участков сосдвигового растяжения приводило к появлению в океанской литосфере проницаемых каналов для флюидно-энергетических потоков, поступающих из подсубдукционной астеносферы в надсубдукционный мантийный клин и надсубдукционную астеносферу. Последующее проникновение обогащенных потоков в Охотоморскую литосферу и земную кору обусловило формирование разноглубинных магматических очагов, при восходящей миграции которых развивались процессы вулканизма и специфического рений-платиноидно-золотого рудогенеза.

Литература

1. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 830–851.
2. Norton I.O. Speculations on Cretaceous tectonic history of the northwest Pacific and a tectonic origin for the Hawaii hotspot // Special Paper of the Geological Society of America. 2007. V. 430. P. 451–470.
3. Hirano N. Petit-spot volcanism: A new type of volcanic zone discovered near a trench // *Geochemical Journal*. 2011. V. 45. P. 157–167.
4. Kasahara J., Sato T., Mochizuki K., Kobayashi K. Paleotectonic structures and their influence on recent seismotectonics in the south Kuril subduction zone // *The Island Arc*. 1997. V. 6. P. 267–280.
5. Сергеев К.Ф. О механизме образования Курильской островной системы // *Тихоокеан. геология*. 1985. № 1. С. 62–71.
6. Данченко В.Я. Геологическое положение и вещественно-генетические типы оруденений редких и благородных металлов в Южно-Охотском регионе Тихоокеанского обрамления. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики Сахалинского научного центра ДВО РАН, 2003. 227 с.
7. Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Знаменский В.С., Зотов И.А. Индиевая минерализация Большой Курильской островной дуги // *Геология рудных месторождений*. 1993. Т. 35, № 6. С. 547–552.
8. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
9. Кириллов В.Б., Горошко М.В. Золотоносность острова Уруп Большой Курильской островной дуги // *Региональные проблемы*. 2008. № 9. С. 50–55.
10. Разин Л.В. Современная вулканогенная платиновая металлоносность и золотоносность на острове Кунашир, генетически связанная с молодым андезит-базальтовым вулканизмом Большой Курильской Гряды // *Платина России. Сб. научных трудов*. Т. VII. Красноярск, 2011. С. 476–493.
11. Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Романенко И.М., Штейнберг Г.С., Шмулович К.И. Геохимия и рениевая минерализация высокотемпературных газовых струй вулкана Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // *Докл. АН СССР*. 1993. Т. 330, № 5. С. 627–629.

И.В. Бучко, Ир.В. Бучко, В.И. Рождествина**НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ СЕРЕБРА ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТ, ПРИСТАНОВОЙ ПОЯС***ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск*

Серебро-полиметаллическое месторождение Могот находится в зоне сочленения Джугджуро-Станового супертеррейна и Алданского щита. Раннедокембрийские образования представлены метаморфическими комплексами курульгинской серии (гнейсы с гранатом, биотитом, силлиманитом, кордиеритом, гиперстеном пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, кварциты, кальцифиры) и иликанской серии (тонкополосчатые амфиболовые, биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые плагиогнейсы с редкими прослоями биотито-мусковитовых плагиогнейсов и железистых кварцитов) [2]. Эти отложения прорваны мезозойскими [3] гранитоидами позднестанового комплекса, раннемеловыми гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритами, условно относимыми к тындинско-бакаранскому комплексу, и перекрыты раннемеловыми андезитами.

Основными рудоконтролирующими структурами района месторождения являются разломы субширотного-северо-восточного простирания, которые сопровождаются зонами гидротермально-метасоматически измененных пород, представленных кремнекальевыми метасоматитами, пропилитами, аргиллизитами, брекчиями с кварцевым и кварц-карбонатным цементом, развитыми как по метаморфическим породам, так и по гранитоидам позднестанового комплекса. Кроме того, установлены участки метасоматического, тонкопрожилкового и жильного окварцевания, сульфидизации и лимонитизации. Отчетливой зональности в распределении метасоматических пород не наблюдается, что может быть обусловлено многостадийностью проявления гидротермальных процессов [1].

Зона окисления сульфидных полиметаллических месторождений является реакционно-активной. Здесь происходят одновременные процессы деструкции первичных минералов с высвобождением рассеянных форм элементов и вовлечение их в процесс образования новых минеральных ассоциаций. При этом многие минеральные формы являются метастабильными, формируют сложные полифазные структуры прорастания, находятся в процессе перекристаллизации.

Исследования выполнены в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН с использованием растрового электронного микроскопа SIGMA (CarlZeiss) с аналитической системой рентгеноспектрального микроанализа X-Max INCA Energy (Oxford Instrument) (аналитик-исследователь В.И. Рождествина).

Ранее исследователями не были установлены собственные минералы серебра, на этом фоне сделано предположение о вхождении этого элемента в кристаллическую структуру сульфидов [1]. В результате изучения минеральных ассоциаций руд зоны окисления месторождения Могот, нами были установлены в образце К-202-5.7 из рудного тела №3 теннантит в ассоциации с халькопиритом в оболочке сульфатов свинца (рис. а), серебросодержащий теннантит (рис. б), аргентотеннантит (рис. в) (табл.).

Полученные результаты свидетельствуют:

1. В рудах зоны окисления месторождения Могот присутствуют собственные минералы серебра, наряду с вхождением данного элемента в кристаллическую структуру сульфидов (см. обзор в [1]).

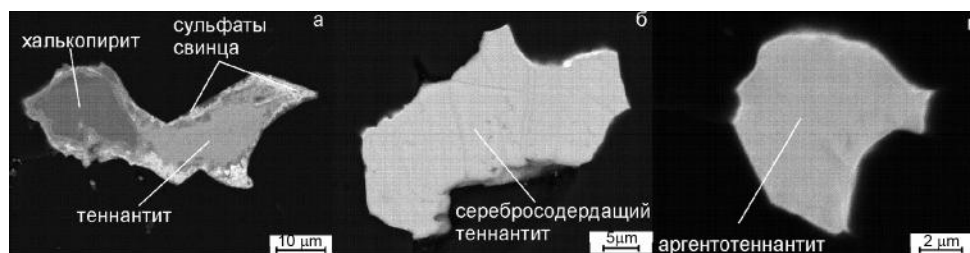


Рис. Теннантит в ассоциации с халькопиритом в оболочки сульфатов свинца (а), серебросодержащий теннантит (б), аргентотеннантит (в).

Таблица. Химический состав минералов блеклых руд зоны окисления месторождения Могот (мас. %)

элемент	Теннантит			Серебросодержащий теннантит		Аргентотеннантит	
Si	-	-				0.35	0.34
S	25.29	25.53	25.85	23.32	23.66	19.91	20.13
Fe	0.38	0.37	0.49	1.52	1.53	1.53	1.53
Cu	37.78	37.58	38.23	27.50	28.13	7.16	7.33
Zn	7.04	7.32	7.26	5.15	4.77	4.27	4.36
As	3.62	3.56	4.39	-	1.08	0.62	-
Ag	0.72	0.76	-	14.56	14.06	42.99	43.06
Sb	24.68	24.61	23.48	27.75	26.78	23.17	23.06
Cd	0.51	-	-	-	-	-	-

2. Установлена минеральная последовательность теннантит-серебросодержащий теннантит-аргентотеннантит с постепенным увеличением содержания Ag в минералах блеклых руд зоны окисления месторождения Могот.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант №18-17-00002).

Литература

1. Бучко И.В., Бучко Ир.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. Закономерности локализации оруденения, возраст и связь с магматизмом серебро-полиметаллического месторождения Моготинское (Северо-Становая металлогеническая зона, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского крата) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 2, С. 118–130.
2. Гиммельфарб Г.Б., Белоножка Л.Б., Заборский Ю.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-51-VI. Серия Становая / Под ред. Ю.К. Дзевановского Л.: ВСЕГЕИ, 1970.
3. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 2. С. 222–226.

Ир.В. Бучко, В.И. Рождествина, И.В. Бучко

**РАМАНОВСКАЯ МИКРО-СПЕКТРОСКОПИЯ ГИДРОКАРБОНАТОВ МЕДИ ЗОНЫ
ОКИСЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ
СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Среди гидрокарбонатов меди наиболее распространенными являются малахит и азурит. Малахит образуется исключительно в зонах окисления медных сульфидных месторождений и является самым распространенным минералом меди в окисленных медных рудах. Совместно с малахитом в зоне окисления серебро-полиметаллического месторождения Могот юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона установлены сопутствующие минералы: азурит, гётит, халькопирит, тетраэдрит, барит и другие.

Изучение химического состава и структурах особенностей гидрокарбонатов меди, кристаллизующихся в условиях зоны окисления в процессе разрушения первичных минералов меди в присутствии карбонат иона и активным взаимодействием с широким набором элементов, изменяющимся от одной локальной зоны к другой требует методов исследования, позволяющих проанализировать серии зерен и зон в них. Нами приведены исследования с использованием локальных методов анализа структуры и химического состава: рамановская микро-спектроскопия и рентгеноспектральный микрозондовый анализ. Исследования выполнены в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН с использованием растрового электронного микроскопа SIGMA (CarlZeiss) с аналитической системой рентгеноспектрального микроанализа X-MaxINCAEnergy (OxfordInstrument) и дисперсионного конфокального микроскопа комбинационного рассеяния модели DXR Smart Raman Microscope (Thermo Fischer Scientific). Спектры комбинационного рассеяния получены при комнатной температуре с помощью конфокального микроскопа комбинационного рассеяния с CCD - детектором с Пельтье охлаждением и использованием лазера 532 и 780 нм со спектральным диапазоном от 50 до 3550 см⁻¹. Спектральные манипуляции состояли из корректировки базовой линии и подбора пиков (функция Войта) (аналитик-исследователь В.И. Рождествина).

Малахит(Cu₂(OH)₂CO₃) кристаллизуется в моноклинной сингонии, пр. гр. P 2₁/a с параметрами элементарной ячейки $a = 9.5020$, $b = 11.9740$, $c = 3.2400$ Å, $\beta = 98.75^\circ$ и $V = 364.35$ Å³, $Z=4$ [1]. Азурит (Cu₃(OH)₂[CO₃]₂) кристаллизуется в моноклинной сингонии, пр. гр. P 2₁/c с параметрами элементарной ячейки $a = 5.0109$, $b = 5.8485$, $c = 10.345$ Å, $\beta = 92.43^\circ$ и $V = 302.49$ Å³, $Z = 2$ [2].

Микрозондовые исследования химического состава малахита и азурита зоны окисления месторождения Могот показывают, что данные минералы почти постоянно содержат примеси Fe (FeO в малахите до 2.19, в азурите до 0.61 мас. %), так как их выделения тесно ассоциируют с гетитом и не редки случаи наличия в названных минералах поликомпонентных локальных зон рыхлой структуры, обогащенных гидроокислами железа. Кроме Fe в них также установлены примеси Zn, Pb, Sb, As.

Рамановские моды гидрокарбонатов, подразделяются на три типа [3]: колебания группы (CO₃)²⁻ (внутренние моды), колебания гидроксильной молекулы (ОН) и моды колебаний МО, вызванные взаимодействием между катионом и О или группами (CO₃)²⁻ либо (ОН)⁻ (внешние или решеточные моды). Частотами основных колебательных мод группы (CO₃)²⁻ являются невырожденное симметричное растяжение (ν_1), невырожденный сим-

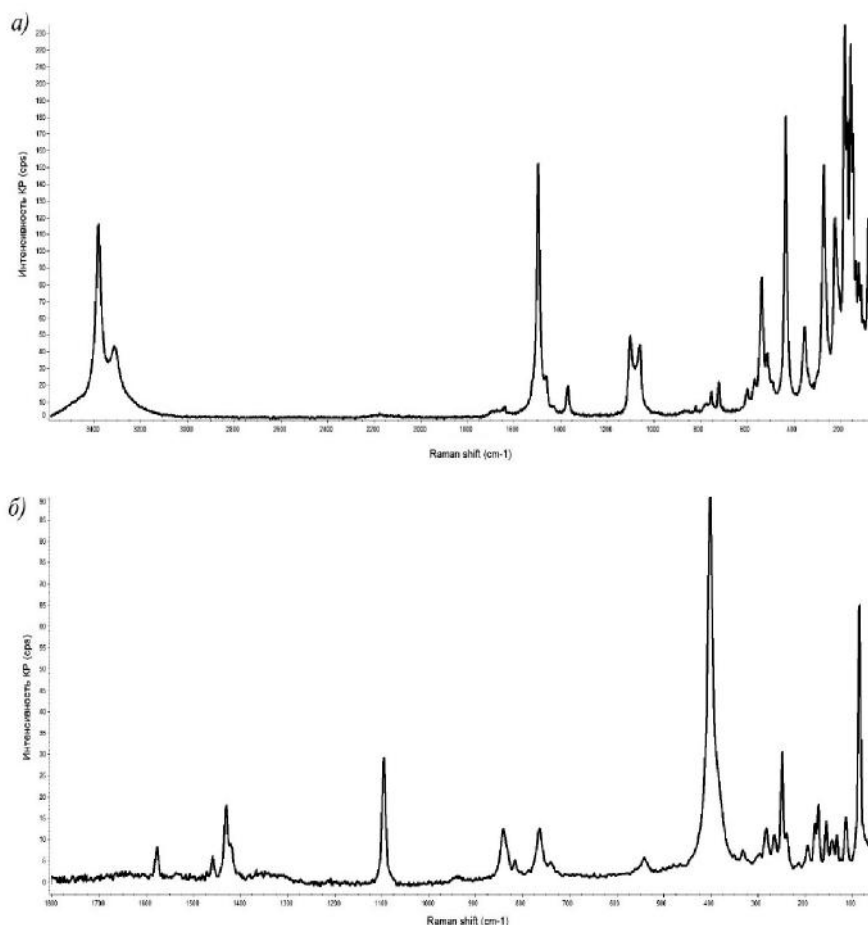


Рис. Спектры комбинационного рассеяния малахита (а) и азурита (б) из зоны окисления серебро-полиметаллического месторождения Могот.

метричный (вне плоскости) изгиб (ν_2), дважды вырожденное асимметричное растяжение (ν_3) и дважды вырожденный асимметричный (в плоскости) изгиб (ν_4).

Спектры комбинационного рассеяния малахита зоны окисления месторождения Могот (рис. 1а) показывают две моды изгиба δ $\text{HO-Cu}^{2+}\text{-OH}$ при 144 и 155 cm^{-1} , моды изгиба $\delta\text{O-Cu}^{2+}\text{-OH}$ при 223 cm^{-1} , три моды растяжения ν $\text{M}^{2+}\text{-OH}$ при 353, 434 и 535 cm^{-1} , две симметричные моды растяжения ν_1 $(\text{CO}_3)^{2-}$ при 1059 и 1099 cm^{-1} , симметричная мода изгиба ν_2 819 cm^{-1} ; ν_3 $(\text{CO}_3)^{2-}$ асимметричная мода растяжения при 1367, 1460 и 1494 cm^{-1} , асимметричного двукратно вырожденная мода ν_4 $(\text{CO}_3)^{2-}$ (мода) 720 и 751 cm^{-1} и гидроксильные моды растягивающих колебаний OH при 3314 и 3380 cm^{-1} и вибрационный режим (режим изгиба O-H) проявляется при 1637 cm^{-1} . Серия неопределенных, но характерных полос колебаний при 120, 132, 169, 180, 270, 512, 567, 599 cm^{-1} , часть из которых относят к решеточным модам [4]. Мы полагаем, что причиной появления целой

серии полос в данной области, вероятно, вызвано с встраиванием в решетку малахита примесных компонентов.

Основные линии в спектре азурита зоны окисления месторождения Могот (рис. 1б) находятся в спектральном диапазоне 100–1600 см^{-1} . Полосы, наблюдаемые до 600 см^{-1} , также, как и в малахите, относятся к трансляциям (Cu , CO_3), а полосы, наблюдаемые в спектральном диапазоне 600–1600 см^{-1} к комплексу $(\text{CO}_3)^{2-}$ [4]. Спектр комбинационного рассеяния не показывает растягивающую моду колебаний О-Н в области 3400 см^{-1} . Азурит имеет характерную интенсивную полосу при 401 см^{-1} . Симметричная полоса растяжения ν_1 карбонат-иона наблюдается при 1096 см^{-1} . Полосы, приписываемые асимметричному валентному колебанию карбоната (ν_3), появляются при 1430 и 1459 см^{-1} . Одна полоса наблюдается в спектре комбинационного рассеяния азурита при 763 см^{-1} и относится к моде ν_4 . Полоса 839 см^{-1} отнесена к симметричной изгибающей вибрации ν_2 . Ряд полос с различной интенсивностью наблюдается при низком спектральном сдвиге в спектре комбинационного рассеяния азурита (113, 132, 143, 171, 179, 238, 249, 265, 281, 332, 339, 401 и 542 см^{-1}). Эти рамановские линии, также, как и в малахите, относятся к решеточным модам. Рамановская линия 1578 см^{-1} , вероятно, связано с режимом изгиба О-Н [3]. Проявление целой серии не описанных полос, вероятно, вызвано с встраиванием в решетку азурита примесных компонентов

Различия между спектрами малахита и азурита могут быть объяснены особенностью их структурной организации, в азурите медь находится в искаженном плоскоквадратном окружении, а малахите в искаженном октаэдрическом [1, 2].

Таким образом, проведенные исследования с использованием локальных методов изучения химического состава и отклика структуры на данные изменения, являются весьма информативными. Полученные результаты показывают, что, не смотря на соблюдения общих принципов построения мод комбинационного рассеяния гидрокарбонатов для малахита и азурита серебро-полиметаллического месторождения Могот имеется целый ряд характерных особенностей. Основные моды, обусловленные колебаниями групп $(\text{CO}_3)^{2-}$, (OH^-) и MO , вызванные взаимодействием между катионом и О или группами $(\text{CO}_3)^{2-}$ либо OH^- имеют близкие, но индивидуальные значения в сравнении с описанными в литературе данными [4]. Кроме основных мод в спектрах малахита и азурита присутствуют дополнительные полосы колебаний различной интенсивности, причиной появления которых являются примесные компоненты, встраиваемые в кристаллическую структуру минералов, внося искажения в геометрию окружения основных структурных единиц.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант №18-17-00002).

Литература

1. Zigan F, Joswig W, Schuster H D, Mason S A Verfeinerung der Struktur von Malachit, $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$, durch Neutronenbeugung // Zeitschrift für Kristallographie. 1977. 145. P. 412–426.
2. Zigan F, Schuster H D Verfeinerung der struktur von azurit, $\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$, durch neutronenbeugung // Zeitschrift für Kristallographie. 1972. 135. P. 416–436.
3. Nakamoto, K., Infrared and Raman Spectra of Inorganic and Coordination Compounds. Part A: Theory and Applications in Inorganic Chemistry // John Wiley and Sons. New York. 1997. 416 p.
4. Buzgar N, Apopei A I The Raman study of certain carbonates // Analele Stiintificе Ale Universitatii. Al. I. Cuza Iasi Geologie. 2009. 55. P. 97–112.

Б.Б. Герасимов**ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА БИЛЛЯХСКОЙ ТЕКТОНО-ФЛЮИДИТНОЙ ЗОНЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН

В публикации приводятся результаты изучения типоморфных особенностей россыпного золота верховьев рр. Бороску Унгуохтаах и Улахан Хаптасыннах, проведенных с целью определения индикаторных признаков золота Билляхской тектоно-флюидитной зоны Анабарского щита и прогнозирования его потенциальных коренных источников.

Район работ расположен в центральной части Билляхской тектоно-флюидитной зоны, которая протягивается в северо-западном направлении до 250 км при ширине от 5 до 20 км (рис.). Ее основу создают системы сближенных разломов, между которыми заключены блоки в различной степени диафторированных и мигматизированных пород гранулитовой фации верхнеананбарской серии. Структура Билляхской зоны определяется чередованием полос милонитизации и катаклаза, трассирующих ранне- и позднепротерозойские разломы. В ее центральной части расположен палеопротерозойский Билляхский плутон порфиробластовых гранодиоритов и гранитов, а так же дайки палеопротерозойских магматических пород различного состава [1]. Верхнеплейстоценовое и современное звенья квартала представлены озерно-болотными образованиями (льдистыми суглинками, илами, супесями, торфами), плащеобразно перекрывающими практически всю территорию.

На участке *Бороску Унгуохтаах* изучено россыпное золото весом 5.425 г. Гранулометрический состав его следующий: +1 – 10 %, 0.5–1 мм – 25 %, 0.25–0.5 мм – 42 % и –0.25 мм – 23 %. Золото характеризуется в основном таблитчатой и угловато-комковидной формой, слабой окатанностью и широкой вариацией пробности от весьма высокой до низкой: 951–999 ‰ – 75 %, 900–950 ‰ – 10 %, 800–899 ‰ – 3 %, 700–799 ‰ – 5 % и 699–400 ‰ – 7 %. Микрорентгеноспектральным анализом в золоте выявлены минеральные микровключения пирротина, пирита, гессита, халькопирита, сфалерита, арсенопирита, калиевого полевого шпата и Fe, Ti и Al содержащие фазы.

В верхнем течении реч. *Улахан Хаптасыннах* исследовано золото общим весом 7 г, гранулометрический состав которого следующий: 1–2 мм – 7 %, 0.5–1 мм – 5 %, 0.25–0.5 мм – 30 % и –0.25+0.1 мм – 58 %. Золотины представлены главным образом слабоокатанными пластинчатыми, угловато-комковидными и дендритовидными выделениями с ямчато-бугорчатой поверхностью. Довольно часто наблюдаются индивиды в сростках с кварцем или фрагментарной пленкой алюмосиликатного состава. Пробность золота колеблется в очень широких пределах: весьма высокая 951–999 ‰ – 48 %, высокая 900–950 ‰ – 10 %, средняя 800–899 ‰ – 10 %, относительно низкая 700–799 ‰ – 10 % и низкая 699–400 ‰ – 22 %. В крупных золотилах (фракция + 1 мм) обнаружены минеральные включения кварца, пирита, халькопирита, рутила, монацита. Важно подчеркнуть, что на данном участке намыт небольшой самородок со следующими параметрами: длина – 11 мм, ширина – 7 мм и толщина до 3 мм. Золотина имеет пластинчатую форму, ямчато-бугорчатый микрорельеф поверхности и весьма слабую окатанность. Его вес составил 0.48 г. По химическому составу золото однородно по всей площади – пробность варьирует в весьма узких пределах от 539 до 589 ‰. В нем в качестве включений опре-

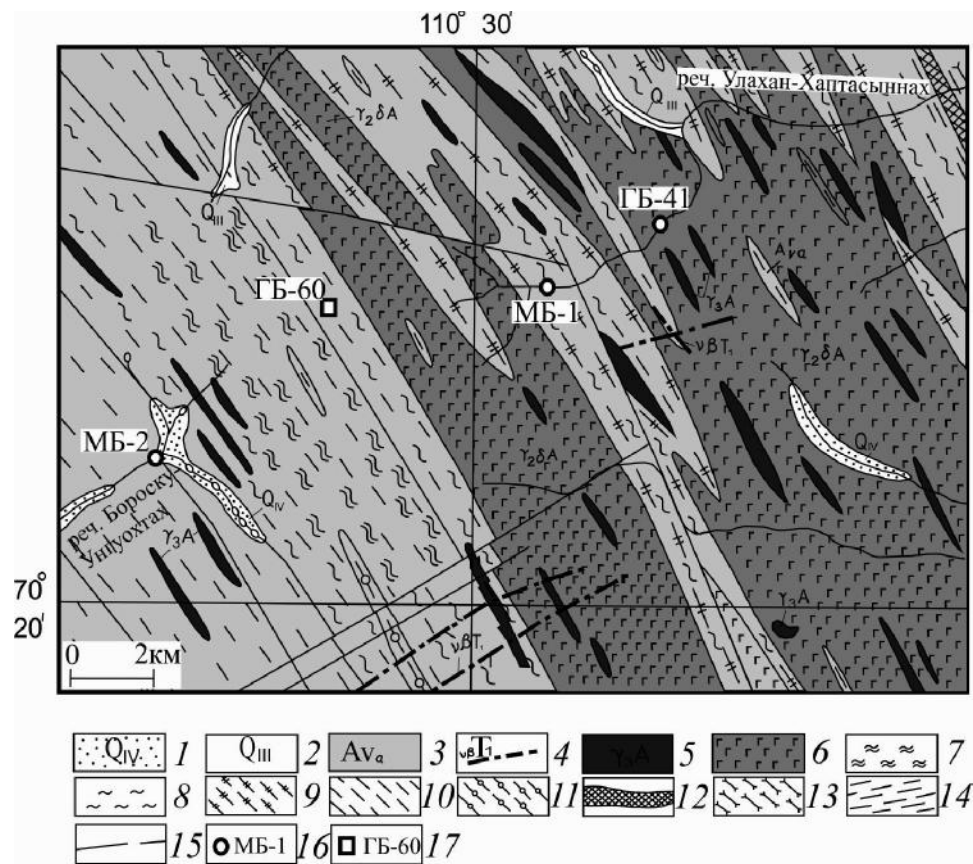


Рис. Геологическое строение центральной части Билляхской тектоно-флюидитной зоны: 1 – современные аллювиальные отложения; 2 – верхнеплейстоценовые аллювиальные суглинки и песчаники; 3 – верхнеанабарская серия; 4 – раннетриасовые дайки долеритов; 5 – аляскиты и лейкократовые биотитовые граниты; 6 – биотит-роговообманковые гранодиориты, граниты и граносиениты; 7 – зоны интенсивной гранитизации, биотитовые и амфиболовые гранито-гнейсы с реликтами субстрата; 8 – зоны мигматизации и умеренной гранитизации; 9 – участки интенсивной амфиболитизации и биотизации; 10 – гиперстеновые плагиогнейсы; 11 – салитовые плагиогнейсы; 12 – биотит-силлиманитовые гнейсы; 13 – клинопироксеновые гнейсы; 14 – зоны интенсивного катаклаза и милонитизации; 15 – разрывные нарушения; 16 – места отбора мелкообъемных проб и их номера; 17 – место отбора штучной пробы.

делены пирротин, Fe, Ti и Nb содержащие фазы, рутил, псевдорутил, кварц и каолинит.

Таким образом, обнаружение мини-самородка и относительно крупного металла фракции 0.5–2 мм, их слабая окатанность и практически необработанная поверхность позволяют отнести изученное золото к автохтонному типу и свидетельствуют о наличии близлежащего коренного источника.

В водораздельной части рр. Улахан Хаптасыннах и Бороску Унгуохтаах в поле развития гнейсов верхнеанабарской серии нами обнаружена небольшая зона сульфидизированных пород, которые представляют собой по предварительным данным образования сиенит-монцитного ряда полосчатой текстуры диопсид-амфибол-биотит-

плагиоклаз-калишпатового состава. Микронзондовый анализ показал, что сульфидные минералы представлены в основном пирротинном, пиритом, халькопиритом. Мельчайшее выделение золота обнаружено в ассоциации с кварцем и халькопиритом. Фаза гессита выявлена в виде тончайших прожилков развитых по границам срастания пирита и халькопирита. Кроме этого обнаружены мелкие близкие к изометричным кристаллы монацита. Довольно редко встречаются мельчайшие выделения галенита. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание золота в этих породах достигает 2.8 г/т.

На основании вышеизложенного необходимо констатировать, что парагенезисы рудных минералов сульфидизированных горных пород сопоставимы с минеральными включениями в россыпном золоте рр. Бороску Унгуохтаах и Улахан Хаптасыннах. Это свидетельствует, что данные породы могли служить коренными источниками изученного россыпного золота. Безусловно, минералогические и петрографические особенности сульфидизированных пород Биляхской зоны требуют дальнейшего более детального изучения.

Публикация подготовлена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-45-140018 р_а.

Литература

1. Смелов А.П., Котов А.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования Биляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20, № 3. С. 315–330.

Г.З. Гильманова, М.В. Горошко**ПРИМЕНЕНИЕ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ИДЮМО-ХАЙКАНСКОГО КУПОЛА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ЭЛЬКОНСКОГО ГОРСТА АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Рельеф является одним из основных показателей хода и направленности процессов, протекающих в земной коре. Будучи результатом взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов, рельеф отражает геологическое строение территории. Применение данных дистанционного зондирования Земли позволяет повысить эффективность геологического, структурного и тектонического картирования, выделения и уточнения границ рудных районов, прогноза нефтегазоносности, и много другого. В данной работе рассмотрены примеры применения данных космической радиолокационной съемки, обработанных по специализированной методике, разработанной в ИТиГ [3], для выявления структурных особенностей Идюмо-Хайканского купола и Эльконского урановорудного района и Алдано-Станового щита. В основе методики – применение теории масштабных пространств [4]. Также использована программа автоматического поиска линеаментов и других полезных статистических характеристик рельефа Winlessa [5].

Исходным материалом для исследований и обработки послужили цифровые модели рельефа SRTM03. Распространяемые данные SRTM03 имеют следующие характеристики: размер ячейки (исключая территорию США) 3×3 секунды (примерно 90 м), проекция Lat/Lon на эллипсоиде WGS84 (World Geodetic System 1984) с исходной отметкой над уровнем моря определяемой геоидом WGS84-EGM96 (Earth Gravitational Model). Абсолютные погрешности горизонтального позиционирования и высоты для евразийского континента составляют 8.8 м и 6.2 м соответственно. Данные кодируются 16 битами, что позволяет представлять весь набор высот от 0 м до 65535 м с дискретностью 1 м.

Алдано-Становой щит находится в области взаимодействия Евразийской и Амурской плит, охватывающей южную часть Сибирской платформы. Область характеризуется активными геодинамическими проявлениями, как в настоящее время, так и в геологическом прошлом.

Применение специализированной обработки фильтром выделения границ с разными масштабными параметрами позволила получить ряд изображений как монохромных, так и цветных синтезированных. С помощью программы Winlessa, была получена серия карт линеаментов, плотности линейных элементов, линии вытянутости роз-диаграмм и другие характеристики.

На основе результатов проведенных расчетов рассмотрены основные структурные критерии локализации урановых проявлений по периферии Идюмо-Хайканского купола палеопротерозойских метаморфических пород Алдано-Станового щита Сибирской платформы. Согласно предыдущим геологическим исследованиям рудопроявления локализуются в зонах структурно-стратиграфического несогласия как в мезопротерозойских осадочных образованиях, так и в графитсодержащих гнейсах фундамента. Рудообразованию предшествовал интенсивный процесс калиевого метасоматоза в зоне структурно-стратиграфического несогласия, затрагивающего породы осадочного чехла и метаморфического фундамента, развитого по всей периферии Идюмо-Хайканского купола. Рудные зоны сопровождаются аргиллизацией, хлоритизацией и карбонатизацией

вмещающих пород и интенсивными геохимическими ореолами молибдена, серебра, мышьяка, никеля, кобальта, ванадия, свинца и цинка. На обработанных космических снимках Идюмо-Хайнканский купол прекрасно выделяется по текстурным особенностям рельефа, плотности линейных элементов, и по линиям вытянутости роз диаграмм [2]. Анализ развития линеаментных структур показывает, что в Идюмо-Хайнканском районе развиты все направления разрывных структур: субширотная, северо-западная, северо-восточная и субмеридиональная. Урановая минерализация развита неравномерно по площади, а концентрируется в зонах сгущения линеаментов определенного направления: Толукской и Беглянской субширотных и Аимо-Токинской субмеридиональной.

Другим примером применения обработанных космических снимков для изучения зон рудопоявления является Эльконский район, который располагается на территории Республики Саха (Якутия) в Центральном блоке Алданской гранулит-гнейсовой области и представляет собой активизированную в мезозое северную часть блока вблизи погружения пород последнего под чехол Сибирской платформы с образованием горстового поднятия [1]. В строении района участвуют породы архейского кристаллического фундамента, эдиакарий-кембрийского плитного комплекса и мезозойского плюмового магматизма. На сравнительно небольшой (до 1200 км²) площади рудного района выявлено около 400 крутопадающих ураноносных зон общей протяженностью более 1000 км. Протяженность отдельных зон с установленной ураноносностью колеблется от сотен метров до 20 км и более. Вертикальный размах оруденения не установлен, так как на наиболее протяженных рудоносных структурах двухкилометровые скважины признаков выклинивания рудных тел не обнаружили.

На всех трансформациях цифровых моделей рельефа и в картине линеаментов установлена яркая проявленность Эльконского урановорудного района, который выделяется в виде блока ромбовидной формы, отвечающему высоко стоящему в рельефе Эльконскому горсту, ограниченному со всех сторон разломами северо-западного и северо-восточного простирания. На карте линеаментов он приурочен к протяженной субширотной зоне линеаментов мощностью до 90 км, уходящей далеко за пределы района. В этой зоне при преобладании северо-западных и субширотных разломов отчетливо выделяются линеаменты северо-восточного простирания, влияние которых на распределение урановой минерализации района не выяснено. Промышленная урановая минерализация приурочена к отдельным линеаментам в детально разведанной северной части площади, но ее признаки установлены в рудных зонах по всей территории Эльконского района, что предопределяет широкий фронт для дальнейших поисковых и разведочных работ. Следует подчеркнуть, что большинство тектонических нарушений, которые контролируют урановую минерализацию, согласуются с ориентацией в пространстве как всего блока, так и с преобладающим направлением линеаментов, находящихся за его пределами. На карте площадного распределения элементарных линейных элементов к Эльконскому району приурочена наиболее интенсивная аномалия, занимающая всю площадь района и частично выходящая за его пределы на юго-восточном фланге района.

Выявлена еще одна интересная закономерность для всего Центрально-Алданского блока. В бассейне верхнего течения р. Алдан нами установлен блок ромбовидной формы площадью около 16000 км², ограниченный со всех сторон разломами северо-западного и северо-восточного простирания, включающий в себя Эльконский блок и конформными ему границами. В блоке проявлены неопротерозойский и позднемезозойский основной и субщелочной гранитоидный магматизм, обусловленный действием локальных ман-

тийных резервуаров, и густая сеть линеаментов субширотного, реже северо-западного и северо-восточного простирания. С неопротерозойским и позднемезозойским магматизмом связаны крупные месторождения золота, урана, редких, редкоземельных элементов, платиновой и апатитовой минерализации.

Таким образом, применение методики обработки результатов космической радиолокационной съемки позволило в пределах Алдано-Станового щита выявить уникальные параметры Идюмо-Хайканского купола и Эльконского рудного района, установить новые интересные особенности их расположения в поле линеаментов, что может послужить основой для дальнейших исследований их ураноносности.

Литература

1. Горошко М.В., Гильманова Г.З., Рыбас О.В. Анализ цифровых моделей рельефа при геологических исследованиях Эльконского урановорудного района (Алдано-Становой Щит) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 61–66.
2. Горошко М.В., Гильманова Г.З. Условия образования урановых месторождений в зонах «несогласия» мезопротерозойских платформенных отложений с палеопротерозойскими метаморфическими образованиями в обрамлении Идюмо-Хайканского купола метаморфических пород Алдано-Станового щита // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 14–24.
3. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.+1 цв. вкл.
4. Witkin A. P. Scale-space filtering // Proc. 8th Int. Joint Conf. Art. Intell. 1983. P. 1019–1022.
5. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Computers&Geosciences. 1997. V. 23, N 1. P. 45–62.

**Е.М. Голубева¹, Л.М. Кондратьева², О.С. Шадрина²,
О.В. Крутикова¹**

**МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ НОВООБРАЗОВАНИЯ ПРИ РАСТВОРЕНИИ
ПРИРОДНЫХ КАРБОНАТОВ КАЛЬЦИЯ IN VITRO**

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

²ФГБУН Институт водных и экологических проблем ДВО РАН

Введение

Трансформация карбонатов кальция зависит от изменения климата и количества осадков. В природе интенсивно процессы растворения кальцитов проявляются в пещерных системах, где действуют физические, химические и биологические факторы, обуславливающие перестройку карбонатов.

Первый этап трансформации первичных и вторичных минералов кальция начинается в зоне взаимодействия вода-порода. В ходе этих изменений растворенные минеральные вещества (карбонаты, сульфаты) через некоторое время выкристаллизовываются на сводах и стенах пещер в виде массивных кор или специфичных для каждой пещеры натечных образований (спелеотем). Установлено, что в основании обводненной трещины, в зоне контакта раствора и материнской породы, при участии воды начинаются химические процессы, приводящие к выпадению карбоната кальция. С течением времени в этом месте формируются тонкие полупрозрачные кристаллы кальцита. Элементный состав следующих порций воды зависит от процессов, происходящих в контакте кальцит-раствор [1].

На процессы растворения карбонатных минералов оказывают воздействие микробные метаболиты [4]. Водоносные горизонты и поровое пространство пород представляют собой специфические места обитания для микроорганизмов. В пещерах, где происходит современный карстовый процесс, из наземных биотопов с воздушными потоками, инфильтрационными и паводковыми водами транспортируются с поверхности разнообразные микроорганизмы. Активное преобразование микроорганизмами материнских пород обусловлено: 1) их способностью окислять и/или восстанавливать элементы с переменной валентностью, входящие в состав кристаллической решетки минералов, 2) а также влиянием метаболитов – органических кислот, слизей, щелочей, сероводорода и др. Исходный минерал при этом может быть полностью разрушен или, при избирательном выносе элементов, трансформирован в другой вторичный минерал [2]. Биогеохимические процессы с участием экзополимерного матрикса микроорганизмов могут происходить как в аэробных, так и в анаэробных условиях и регулироваться присутствием органических веществ различного генезиса [5].

В работе представлены результаты экспериментальных исследований по влиянию различных факторов (температура, органические вещества, микробные сообщества) на трансформацию карбоната кальция из пещеры Прощальная (Хабаровский край).

Объекты и методы

Образец натечного образования «лунное молоко» творожистой консистенции был отобран в пещере Прощальная в феврале 2018 г. в ходе экспедиции СЭТК «Оникс ДВГУПС» под руководством В.О. Шадрина. Температура воздуха во время отбора пробы

составляла 4 °С. В эксперименте использовали инокулят, приготовленный из расчета 100 мг массы «лунное молоко» на 100 мл дистиллированной воды. В колбы, заполненные 100 мл минеральной среды Виноградского, вносили по 1 мл суспензии. Периодическое культивирование проводили при двух температурах 4 °С и 23 °С.

Образовавшиеся *in vitro* биопленки (БП) при растворении кристаллов CaCO_3 исследовали с помощью сканирующего электронного микроскопа (EVO-40HV, Carl Zeiss). Для обеспечения необходимой электронной проводимости осуществляли напыление тонким слоем платины. Изображения различных структур получали в режиме вторичных электронов. Для определения элементного состава использовали кремний-дрейфовый рентгеновский детектор X-MAX 80мм².

Результаты

На 30-е сутки эксперимента была отмечена активность микроорганизмов «лунного молока» из пещеры Прощальная, продуцирующих слизистые биопленки. Впервые выявлена способность микробных комплексов формировать в экспериментальных условиях крупные «яйцевидные» слизистые глобулы (сфероиды), напоминающие шаровидные кораллоиды. Они достигли максимального размера (4×5 см) при внесении лактата независимо от температуры. Рост сфероидов продолжался в течение 60 суток. В присутствии гуминовых веществ при 4 °С дальнейшее видимое развитие сфероидов прекратилось. С помощью световой микроскопии было установлено, что в состав сфероидов входили в основном Грамм (+) палочковидные микроорганизмы. Ранее на основании культурально-морфологических характеристик из «лунного молока» были выделены бактерии рода *Bacillus*. Известно, что их полимерные слизи могут служить катализаторами процессов биогенного минералообразования [3].

Электронно-микроскопические исследования внутреннего строения выросшей на лактате глобулы свидетельствует о ее сложной микроструктуре. Среди наноструктур встречались диски, пластинки, кокки и тяжеподобные образования.

В дальнейшем исследовали ответные реакции микробных комплексов из варианта с лактатом на разные концентрации карбоната кальция (1, 5, 10, 50 г/л) при температурах 4 °С и 23 °С. Микроструктурный анализ показал адгезию бактериальных клеток на кристаллах и последующее растворение кальцита. Наиболее интенсивное развитие биопленок отмечено при 4 °С с добавлением 1 и 5 г/л CaCO_3 (рис.).

Заключение

В ходе экспериментальных исследований показана способность микробного комплекса, выделенного из спелеотемы «лунное молоко», образовывать специфические биопленки и растворять карбонат кальция. Основным фактором, оказывающим стимулирующее влияние на активную микробиологическую трансформацию карбоната кальция, является наличие легкодоступного органического соединения – лактата. В природе последний относится к продуктам деструкции органических остатков и может с дренажными водами поступать в карстовые системы и растворять кальциты.

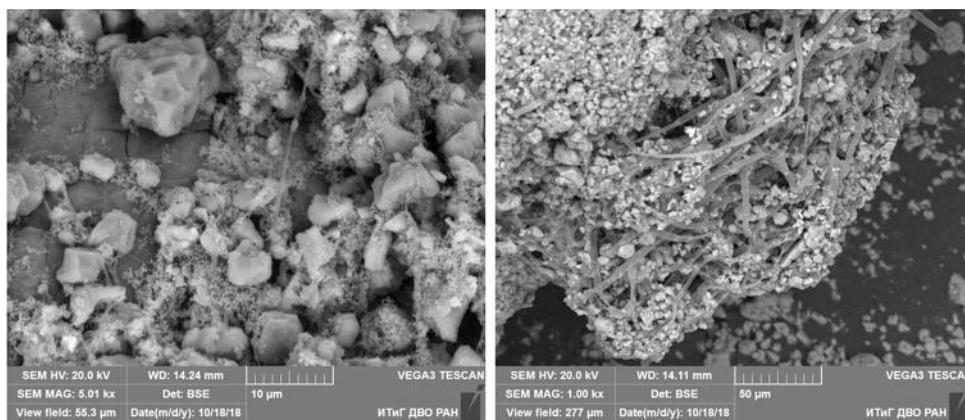


Рис. Электронное изображение трансформированных кристаллов CaCO_3 из варианта эксперимента (4°C с добавлением 1 и 5 г/л кальцита). А – 1 г/л; Б – 5 г/л. Видны тяжи биогенного происхождения (1А), участки с растворенными кристаллами кальцита (1Б).

Литература

1. Дублянский В.Н. Занимательная спелеология. Урал ЛТД. 2000. 526 с.
2. Максимович Н.Г., Хмурчик В.Т. Влияние микроорганизмов на минеральный состав и свойства грунтов // Вестн. Пермского ун-та. Сер. Геология. 2012. № 3. С. 47–54.
3. Ercole C., Cacchio P., Botta A.L., Centi V., Lepidi A. Dacterially induced mineralization of calcium carbonate: the role of exopolysaccharides and capsular polysaccharides // Microscopy and Microanalysis. 2007. N 13. P. 42–50.
4. Hill C.A., Forti P. Cave mineralogy and the NSS: past, present, future // J. Cave Karst Stud. 2007. V. 69. P. 35–45.
5. Portillo M.C., Gonzales J.M. Moonmilk deposits originate from speci fic bacterial communities in Altamira cave (Spain) // Microbial Ecology. 2011. V. 61. P. 182–189.

В.Г. Гурович

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ПРЕДЖУГДЖУРСКОГО ПРОГИБА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

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

Преджугджурский вулканический прогиб является юго-западным звеном Охотско-Чукотского вулканического пояса. Протяженность его 175 км при ширине 60 км. В 70–80 годах на значительной части территории, включая Преджугджурский прогиб и обрамление, была проделана групповая геологическая съемка масштаба 1: 50 000 (Чепыгин В.Е., Шмигирилов В.М., Гурьянов В.А. и др.), а также территория изучалась мелкомасштабной гравиметрической и крупномасштабной аэрогеофизической съемками. Полученные данные значительно повлияли на представления о стратиграфии вулканических образований в прогибе, на интерпретацию структуры и тектоническое развитие этого региона.

Преджугджурский прогиб расположен на юго-восточной окраине Сибирской платформы и приурочен к зоне Преджугджурского глубинного разлома [7]. На северо-востоке Преджугджурский прогиб отделяется от Ульинского прогиба Прибрежным поперечным поднятием (Прибрежный массив), в пределах которого вулканические образования слагают узкую полосу (от 2 до 5 км) северо-восточного простирания.

Внутреннее строение прогиба определяется многочисленными округлыми и овальными вулканотектоническими структурами. Преобладают отрицательные формы и кальдерообразные понижения, ограниченные кольцевыми и дугообразными разломами. Вулканогенная толща в Преджугджурском прогибе имеет мощность от 2 до 2.5 км [1, 3].

Главная особенность гравитационного поля района – четко выраженная зона повышенных градиентов силы тяжести, соответствующая сложной зоне глубинных разломов [5]. По материалам аэромагнитной съемки в пределах прогиба наблюдаются аномальные поля изометричной формы, четко обособленные и контрастные по отношению к вмещающим. Каждое такое поле отвечает центральным частям вулканотектонических и интрузивнокупольных структур, которые тесно приурочены к центральной части зоны Преджугджурского глубинного разлома [3].

В петрофизическом отношении породы прогиба хорошо изучены [4]. Петрофизические характеристики приводятся по результатам определений плотности, магнитной восприимчивости и небольшого количества определений естественной остаточной намагниченности. Обработано и систематизировано более 7200 образцов. Ниже приводится геолого-петрофизическая характеристика результатов (табл.).

В основании Преджугджурского прогиба залегают нижнемеловые толщи, преимущественно андезитового состава немуйканской свиты (K_1nm) [1, 2, 4]. Эти толщи развиты главным образом в северо-западных бортах прогиба. Наибольшей плотностью (σ) – 2.71 г/см³ и повышенной магнитной восприимчивостью (α) – $2200 \times (1.3 \times 10^{-5})$ ед. СИ в свите обладают андезибазальты. Жерловые образования, связанные с немуйканской свитой, представлены грубообломочными эруптивными брекчиями основного и среднего состава с σ – 2.78 г/см³ и α – $11215 \times (1.3 \times 10^{-5})$ ед. СИ.

Выше залегают наиболее широко распространенные вулканические толщи контрастного состава магейской свиты (K_1mg), слагающие центральную и юго-восточную части прогиба. Магейская свита залегает несогласно на немуйканской, а также на

Таблица

Комплексы, свита, толща	Возраст	Состав пород	Плотность $\sigma, \text{г/см}^3$				Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^{-5}$ ед. СИ				Естественная остаточная намагниченность		
			Кол-во	min	max	$\sigma_{\text{ср}}$	Кол-во	min	max	$\chi_{\text{ср}}$	Кол-во	$I_n \cdot 10^3 \text{ А/м}$	
Джугджурский	$\gamma \delta K_2 d_2$	гранодиориты, граносениты, монзониты, диориты, монодиориты	629	2.35	2.85	2.61	629	2	5300	1027	22	1810	
	$\delta K_2 d_1$		105	2.38	2.86	2.70	105	30	6000	2354			
Тунумская свита	$K_2 tn$	туфы трахидацитов, игнимбриты											
		трахириолитов, трахириолиты, трахидациты, средние значения по свите	299	2.16	2.82	2.47	299	4	4400	762	9	2476	
Мотаринская свита	$\lambda K_2 tn$ $\zeta K_2 tn$ $K_2 mt$	Субвулканические образования											
		риолиты и гранитпорфиры	198	2.13	2.73	2.45	198	0	3800	180			
		трахириолиты, трахидациты, андезибазальты, базальты	245	2.18	2.74	2.55	245	0	2800	835			
		андезиты, их туфы											
		средние значения по свите	1144	2.14	3.0	2.62	1144	10	5890	1908	100	2510	
Магейская свита	$\alpha \beta K_2 mt$ $\alpha K_2 mt$ $K_1 mg$	Субвулканические и экструзивно-жерловые образования											
		андезибазальты, базальты	22	2.66	2.86	2.72	22	100	3250	2919	6	29517	
		андезиты	215	2.26	3.0	2.65	215	10	5300	1900			
		туфы риолитов, риодацитов, дацитов, игнимбриты дацитов, лацандезитов, андезитов, туфоконгломераты, туффиты											
		средние значения по свите	2891	2.13	2.84	2.54	2891	5	5652	452	219	5763	
Немуйканская свита	$\lambda \zeta_1 K mg$ $\zeta K_1 mg$ $K_1 pm$	Субвулканические и экструзивно-жерловые образования											
		риодациты, риолиты	19	2.44	2.57	2.50	19		75	30			
		дациты, эруктивные брекчии дацитов	92	2.33	2.60	2.55	92		2180	860			
		Андезиты, туфы андезитов, андезибазальты, базальты											
		средние значения по свите	1334	2.17	2.91	2.61	1334	5	6850	1641	93	2600	
	$\alpha \beta K_1 pm$	Субвулканические образования											
		андезибазальты, базальты	20	2.61	2.91	2.78	20	3	63000	11215			

архейских анортозитах. Она имеет контрастный состав от риолитов до андезитов, но кислые вулканы преобладают. Для свиты характерна значительная изменчивость состава, как по простиранию, так и по разрезу. Средняя плотность по свите 2.54 г/см^3 , $\alpha - 452 \times (1.3 \times 10^{-5})$ ед. СИ, $\text{In} - 5763 (10^{-3} \text{ А/м})$. Жерловые образования свиты представлены дацитами, риодацитами и эруптивными брекчиями дацитов (табл.). Свита имеет возраст от раннего мела до позднего мела.

К верхнему мелу в Преддзугдзурском прогибе относятся мотаринская и тунумская свиты. Мотаринская свита (K_2mt) залегает несогласно на магейской и немуйканской свитах. Она слагает преимущественно центральные части отрицательных вулканических структур центральной части прогиба. Свита сложена андезитами, базальтами, дацитами, их туфами, туффитами и туфоконгломератами. Средняя плотность по свите 2.62 г/см^3 , $\alpha - 1908 \times (1.3 \times 10^{-5})$ ед. СИ, In от 2540 до $8904 (10^{-3} \text{ А/м})$. Жерловые образования представлены крупными и грубообломочными эруптивными брекчиями. Они выполняют жерловины ($0.2-0.5 \text{ км}^2$) в плане овальной формы, приуроченные к разломам северо-восточного направления.

Тунумская свита (K_2tn) в прогибе залегает на разных горизонтах и отчетливо тяготеет к центральным частям линейных и изометричных отрицательных вулкано-тектонических структур, где имеет чаще всего тектонические контакты. Сложена в основном игнимбритами, сваренными туфами кислого и субщелочного состава. В верхах и вблизи вулканических центров появляются маломощные потоки риолитов, трахириолитов, трахидацитов. В низах свиты преобладают сваренные туфы смешанного состава. Средние значения пород по плотности стабильны, варьируют от 2.46 до 2.49 г/см^3 , α по свите составляет $1590 \times (1.3 \times 10^{-5})$ ед. СИ. В Преддзугдзурском прогибе тунумской свитой завершается разрез меловых вулкаников.

В завершающий этап происходит внедрение гранитоидов дзугдзурского комплекса. В центральных частях кальдер проседания или на пересечении их краевых зон с линейными тектоническими разломами выделяются интрузивно-купольные постройки, ядра которых сложены дзугдзурскими гранитоидами. В пределах прогиба комплекс представлен диоритами с $\sigma - 2.70 \text{ г/см}^3$ и $\alpha - 2354 \times (1.3 \times 10^{-5})$ ед. СИ I фазы и гранодиоритами с $\sigma - 2.61 \text{ г/см}^3$ и $\alpha - 1027 \times (1.3 \times 10^{-5})$ ед. СИ. II фазы. Комагматичные вулканикам позднемеловые гранитоиды дзугдзурского комплекса контролируют развитие золотой, молибденовой и полиметаллической минерализации.

Литература

1. Геологическая карта СССР. Лист 0-(53)54. Охотск. 1:100 000 (новая сер.): Объясн. зап. / Отв. ред. А.Л. Ставцев. Л., 1986. 127 с.
2. Геологическая карта Хабаровского края. 1:1 000 000 / Ред. А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. Хабаровск: ФГУГПП «Хабаровскгеология», 2004.
3. Головки Б.А., Головки С.В., Романовский Н.П. Геофизические аспекты изучения кольцевых и купольных структур в связи с глубинным строением Преддзугдзурского наложенного прогиба // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 922–926.
4. Гурович В.Г. Петроплотностная характеристика Охотско-Чукотского вулканического пояса // Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 71–77.
5. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
6. Физические свойства горных пород Дальнего Востока: Справочник (в 2-х частях). Владивосток: ДВО РАН СССР, 1987. Ч. 1. 212 с. С. 213–392.
7. Шмигирилов В.М. Вулкано-тектонические структуры северо-восточной части Преддзугдзурской вулканической зоны // Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования: Тезисы IV Всесоюзного палеовулканического симпозиума. Хабаровск. 1979. С. 196–198.

С.В. Дугин, В.М. Кузьминых

**ЗОЛА БЛАГОВЕЩЕНСКОЙ ТЭЦ КАК ПЕРСПЕКТИВНОЕ СЫРЬЁ ДЛЯ
ИЗВЛЕЧЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ**

ФГБУН Амурский научный центр ДВО РАН, г. Благовещенск

Введение

Одной из важнейших характеристик качества угля является зольность. Она характеризует минеральную составляющую, изменяется в широких пределах и может достигать 50 % и более. Основными компонентами минеральной части твердых горючих ископаемых являются карбонаты, сульфиды и глинистый материал [1]. В тоже время по вещественному составу угольную золу можно рассматривать как комплексное сырьё для извлечения нерудных и рудных компонентов. Оно выгодно отличается от обычных месторождений тем, что находится на поверхности и не требует расходов на добычу из недр. Кроме того, запасы золы значительны и они постоянно увеличиваются [2].

В современном мире одним из важнейших полезных ископаемых являются редкоземельные (РЗЭ) и рассеянные элементы. Области их применения обширны, начиная с металлургии и электроники и заканчивая химией и сельским хозяйством [3].

Исходные данные и методика работ

В настоящей работе представлены результаты исследования золы Благовещенской ТЭЦ, произведенные авторами в течение 2018–19 гг. Четыре котла ТЭЦ потребляют ежегодно около 1 млн т угля, и годовое поступление золы на золоотвал составляет 150 тыс. т в пересчете на сухое топливо [2]. В качестве топлива используются бурые угли категории 2Б двух месторождений: Ерковецкого (Амурская область) и Переясловского (Красноярский край). Это связано с тем, что Ерковецкие угли, в отличие от Переясловских, отличаются высокой зольностью и влажностью и низкой калорийностью, что снижает эффективность работы ТЭЦ.

Начиная с 21.08.18 г. по 25.10.18 г. раз в неделю проводился отбор проб золы с электрофильтров 4-го котла. Всего было отобрано 10 проб. Перед проведением аналитических определений содержаний была проведена пробоподготовка, затем материал был отправлен в Аналитический центр института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (г. Хабаровск) для проведения анализов методом ICP-MS.

Результаты исследований

Результаты определения РЗЭ, а также Y и Sc в золах Благовещенской ТЭЦ показывают высокие значения РЗЭ (313.08 г/т), лантана (70.4 г/т), цезия (134.89 г/т) и иттрия (73.84 г/т) по сравнению с таковыми золами ряда стран (табл., рис.) [4, 5, 6, 7, 8]. Суммарное содержание легких РЗЭ также одно из самых высоких. Но при этом, концентрация скандия равна 12.49 г/т. Также были проведены определения критически важных рассеянных элементов: Li, Ni, Ga, Rb, Sr, Zr, Nb, Cs, Ba, Ce, Ta, Th. Из всех представленных месторождений, Благовещенская ТЭЦ обладает также самым высоким содержанием Ba – 2074.18 г/т и одним из самых высоких – Sr – 879.16 г/т.

Таблица. Сравнение содержаний РЗЭ и рассеянных элементов в золе углей (г/т)

Содержания РЗЭ, Y и Sc в золе углей						
Элементы	Благовещенская ТЭЦ	Мир	Турция	Китай	США	Кларки элементов
La	70.40	61.00	33.60	134.40	56.68	61
Ce	134.89	120.00	74.30	266.40	122.96	120.00
Pr	13.54	13.00	8.40	29.78	13.95	13.00
Nd	49.36	58.00	33.70	114.70	54.86	58.00
Sm	8.74	11.00	6.70	21.97	11.38	11.00
Eu	1.72	2.30	1.50	4.10	2.65	2.30
Gd	10.19	16.00	6.30	22.99	13.32	16.00
Tb	1.56	2.00	1.00	3.37	1.86	2.00
Dy	8.71	12.00	5.90	20.46	10.09	12.00
Ho	1.75	3.10	1.20	3.97	2.01	3.10
Er	5.54	4.60	3.70	12.03	5.86	4.60
Tm	0.79	1.80	0.50	1.65	0.81	1.80
Yb	5.13	5.50	3.50	11.07	5.46	5.50
Lu	0.74	1.10	0.50	1.56	0.00	1.10
Y	73.84	44.00	39.40	105.20	20.50	44.00
Sc	12.49	23.00	22.30	25.85	15.50	23.00
∑LREE	278.66	265.30	158.20	571.35	262.48	265.30
∑HREE	34.42	46.10	22.60	77.10	39.42	46.10
LREE/HREE	8.10	5.75	7.00	7.41	6.66	5.75
∑REE	313.08	250.40	180.80	648.45	245.22	250.40
La/Sm	8.05	5.55	5.01	6.12	4.98	5.55
Gd/Yb	1.99	2.91	1.80	2.08	2.44	2.91
La/Yb	13.72	11.09	9.60	12.14	10.38	11.09
Содержания рассеянных элементов в золе углей (г/т).						
Элементы	Благовещенская ТЭЦ	Мир	Турция	Китай	Кларки элементов	
Li	52.69	82.00	191	162.20	49.00	
Ni	56.74	110.00	77	97.17	52.00	
Ga	24.94	36.00	24	66.78	29.00	
Rb	54.95	110.00	77	21.61	48.00	
Sr	879.16	730.00	330	910.50	740.00	
Zr	166.96	230.00	148	1063.00	190.00	
Nb	14.88	22.00	19	116.20	18.00	
Cs	6.60	8.00	21	2.17	5.20	
Ba	2074.18	980.00	605	482.90	900.00	
Ce	134.89	140.00	82	266.40	120.00	
Ta	1.11	2.00	1.9	8.22	1.40	
Th	21.85	23.00	19	28.72	19.10	

Выводы

Золы Благовещенской ТЭЦ характеризуются высоким рудным потенциалом по сумме содержаний редкоземельных элементов. При создании технологии их извлечения, они могут представить крупную базу сырья для вовлечения их в промышленное производство.

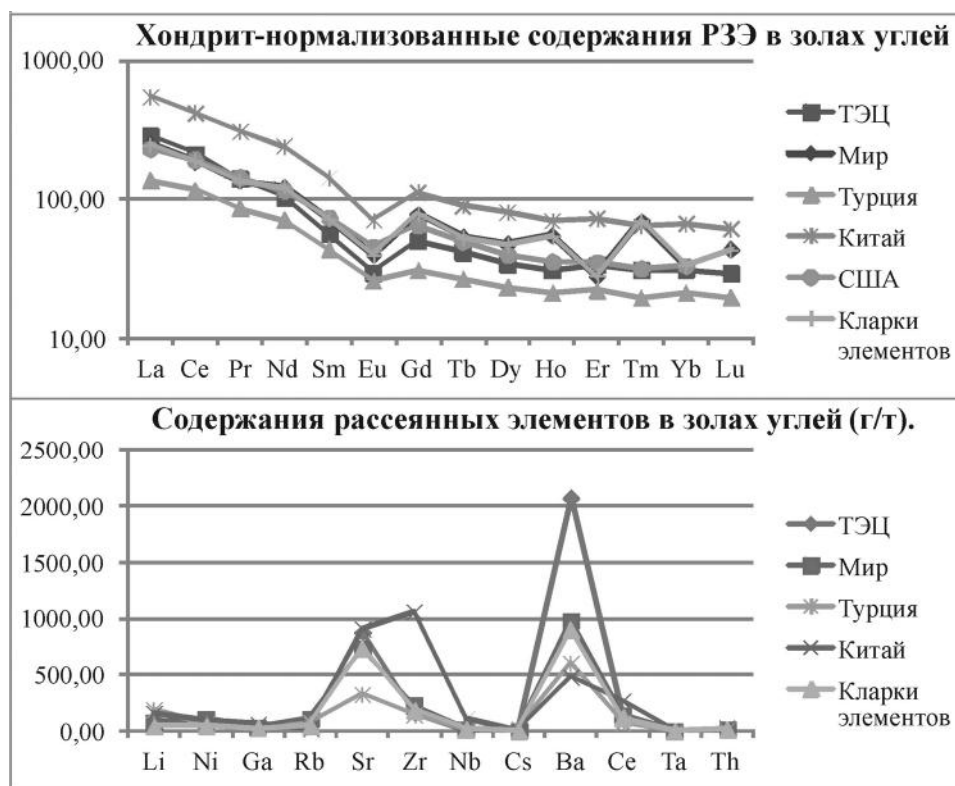


Рис 1. Содержания редкоземельных и рассеянных элементов в золе углей.

Литература

1. Мингалеева Г.Р., Шамсутдинов Э.В., Афанасьева О.В., Федотов А.И., Ермолаев Д.В. Современные тенденции переработки и использования золошлаковых отходов тэс и котельных // Современные проблемы науки и образования. 2014. № 6. С. 225.
2. Римкевич В.С., Пушкин А.А., Чурушова О.В. Комплексная переработка угольной золы тэц // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2015. № 6. С. 250–259.
3. Трошенькин В.Б., Хомяк К.М. Особенности разработки угольных месторождений и их влияние на теплоэнергетику // Современная наука: исследования, идеи, результаты, технологии. Днепропетровск: НППК «Триакон». 2011. Вып. 3(8). С. 26–29.
4. Erarslan C., Örgün Y., Bozkurtoglu E. Geochemistry of trace elements in the Keşan coal and its effect on the physicochemical features of ground and surface waters in the coal fields, Edirne, Thrace Region, Turkey // International Journal of Coal Geology. 2014. V. 133, P. 1–12.
5. Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // International Journal of Coal Geology. 2009. V. 78, P. 135–148.
6. Das S., Gaustad G., Sekar A., Williams E. Techno-economic analysis of supercritical extraction of rare earth elements from coal ash // Journal of Cleaner Production. 2018. V. 189. P. 539 – 551.
7. Vassilev S.V., Vassileva C.G., Karayigit A.I., Bulut Y., Alastuey A., Querol X. Phase–mineral and chemical composition of composite samples from feed coals, bottom ashes and fly ashes at the Soma power station, Turkey // International Journal of Coal Geology. 2005. V. 61. P. 35–63.
8. Wang Z., Dai S., Zou J., French D., Graham I. Rare earth elements and yttrium in coal ash from the Luzhou power plant in Sichuan, Southwest China: Concentration, characterization and optimized extraction // International Journal of Coal Geology. 2019. V. 203. P. 1 – 14.

А.С. Каретников, А.Ю. Песков, В.А. Гурьянов**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДУНИТОВ МАССИВА ИНАГЛИ (ЯКУТИЯ)***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

На Алданском щите известно несколько массивов ультраосновных-щелочных пород (Кондер, Чад, Сыбах, Инагли), которые по сходству их строения объединяются, как правило, в одну группу – кондерский комплекс (по названию самого крупного из вышеперечисленных массивов – Кондера, считавшегося среди них эталонным по правильному концентрически-зональному строению, по проявленности магматических, постмагматических и контактово-реакционных процессов и по геологическому взаимоотношению пород) [1]. Несмотря на обилие публикаций, посвященных этим массивам, вопрос об их возрастной идентификации до настоящего времени остается предметом дискуссий. Попытки установления их возраста по наиболее древним ультрамафитовым породам этих массивов изотопными методами не привели к успеху [2]. В то же время, проведенные в последние годы палеомагнитные исследования таких пород кондерского массива позволило оценить их возраст и возраст самого массива как позднепротерозойский (поздний рифей) [3]. В настоящем сообщении представлены результаты палеомагнитных исследований одной из наиболее древних разновидностей инаглинских ультрамафитов – дунитов и их сопоставления с палеомагнитными результатами, полученными для эталонного кондерского массива.

Инаглинский массив находится в истоках одноименной реки, правого притока р. Алдан. Он расположен в узле пересечения двух разноориентированных разломов северо-западного (Юхтинского) и северо-восточного (Инаглинского) простирания. Породы массива прорывают глубокометаморфизованные архейские образования фундамента в пределах Нимнырского блока в Центрально-Алданском районе. Массив имеет округлую форму диаметром около 5 км, внутренняя часть которого (более 70 % площади) образует дунитовое ядро, отороченное узкой, до 25 м, прерывистой каймой клинопироксен-оливиновых пород. Внешняя кольцевая зона массива (от первых до 500 м) сложена щелочными породами габброидного состава.

В ходе работы лабораторным испытанием была подвергнута коллекция образцов дунитов (100 шт.), отобранных из центральной части массива. С целью определения компонентного состава естественной остаточной намагниченности и выявления наиболее эффективного вида размагничивания (поскольку изначально коллекция образцов характеризовалась беспорядочными направлениями векторов намагниченности) на ряде представительных образцов было выполнено размагничивание переменным магнитным полем (Н-чистка) и температурой (Т-чистка). Сопоставление их результатов показало эффективность терморазмагничивания.

В представленном сообщении приводятся данные, полученные для высокотемпературных характеристических компонент намагниченности. Во всех изученных образцах дунитов присутствуют также низкотемпературные компоненты, близкие к направлению современного геомагнитного поля в месте отбора образцов.

Итогом выполненной Т-чистки явилось выделение для всех подготовленных образцов дунитов 3-х групп направлений высокотемпературных компонент исключительно обратной полярности. Наиболее представительная из них группа (из 60 образцов) имеет среднее направление: $D_{ср}=215.7^\circ$ и $J_{ср}= -66.5^\circ$. Две другие группы (по 20 образцов), соответственно, имеют направления: $D_{ср}=338.9^\circ$, $J_{ср}= -78.8^\circ$ и $D_{ср}=287.1^\circ$, $J_{ср}= -19.3^\circ$.

При этом, для всех 3-х групп векторов высокотемпературных компонент характерен достаточно заметный разброс направлений как по склонению, так и по наклонению. Для выяснения причин такого разброса, для образцов каждой из 3-х групп, по характеристическим направлениям которых предполагалось вычислить координаты палеомагнитных полюсов, был выполнен петрографический анализ. В результате проведенного анализа была установлена высокая степень серпентинизации инаглинских дунитов (30–80 %), сопровождающаяся образованием вторичных магнитных минералов, что может приводить к искажению палеомагнитных результатов. В то же время, степень серпентинизации кондерских дунитов не превышала 30 % [3].

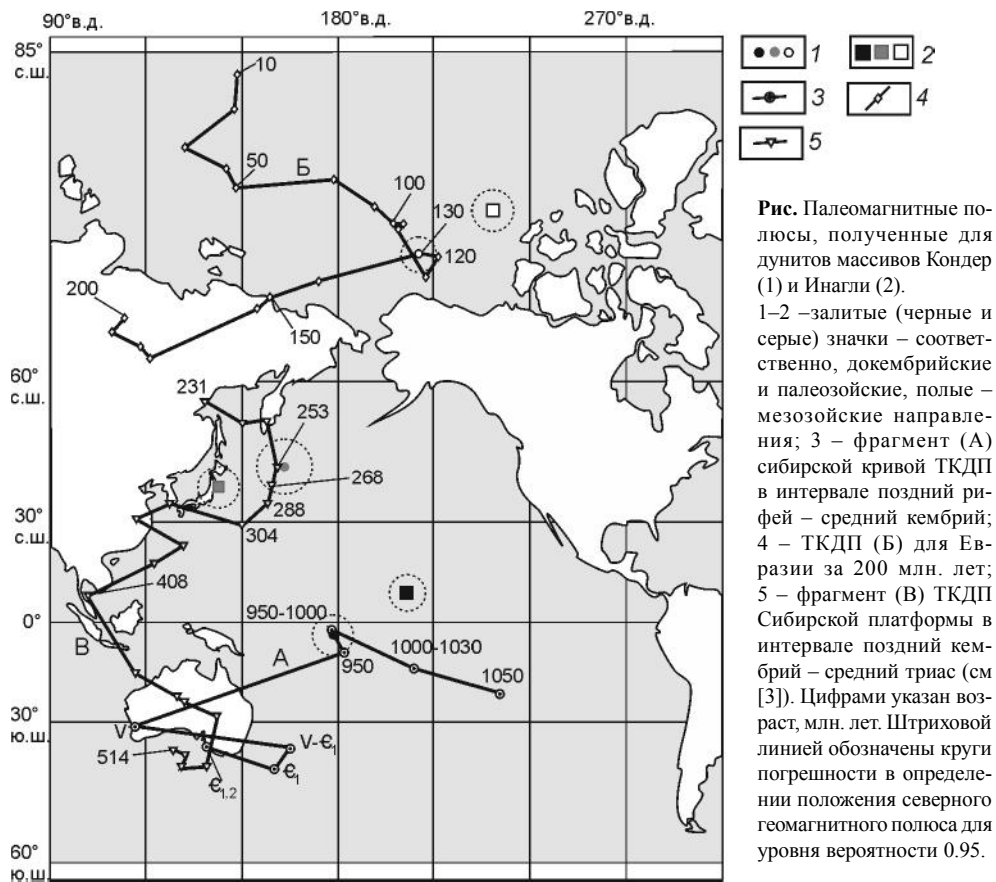
Для того, чтобы иметь возможность сопоставлять результаты, полученные для инаглинских дунитов с результатами, установленными для подобных пород других массивов, в частности для кондерского, была выполнена процедура обращения выделенных для инаглинских дунитов характеристических направлений и по ним были рассчитаны координаты палеополюсов (табл.). При проведении сравнительного анализа палеомагнитных характеристик, полученных для инаглинских и кондерских дунитов, в качестве референтных взяты материалы, которые были использованы для оценки возраста последних [3], (а именно: фрагменты траектории кажущегося движения палеополюса (ТКДП) в интервалах поздний рифей – средний кембрий, поздний кембрий – средний триас и для Евразии за 200 млн лет (рис.).

Из сопоставления палеополюсов, полученных для дунитов массивов Кондер и Инагли, друг с другом и с референтными фрагментами ТКДП (см. рис.) видно, что все вычисленные инаглинские полюсы лежат в стороне от кондерских. Такое обстоятельство связано, по-видимому, с высказанным выше предположением об искажении палеомаг-

Таблица. Палеомагнитные характеристики дунитов массивов Инагли и Кондер

Порода	Группа	Кол-во определений	Способ определений	Полярность	$D^{\circ}_{\text{ср.}}$	$J^{\circ}_{\text{ср.}}$	K	α°_{95}	P°_{long}	P°_{lat}	d°_p	d°_m
Инагли												
Дуниты	1	60	T	N*	37.4	67.0	30.9	3.5	236.2	73.3	5.8	4.8
	2	20	T	N*	158.9	78.8	78.7	4.0	140.4	39.3	7.6	7.2
	3	20	T	N*	107.1	19.3	16.8	10.0	206.2	6.3	10.4	5.4
Кондер												
Дуниты	4	31	T	N	28	73	91	3	206	75	4	5
	5	6	T	N	115	78	92	6	163	44	11	11
	6	3	T	N	133	36	18	7	178	-4	5	8

Примечание. T – Терморазмагничивание до температуры 650 °C; N – пряномагнитные образцы; $D^{\circ}_{\text{ср.}}$, $J^{\circ}_{\text{ср.}}$ – склонение и наклонение среднего вектора намагниченности в современной системе координат; K – кучность распределения (разброс направлений); α°_{95} – радиус круга доверия для уровня вероятности 0.95; P°_{long} , P°_{lat} – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования намагниченности пород (относительно современной градусной сети); d°_p , d°_m – полуоси овала погрешности в определенном положении северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 95; * – направление характеристической намагниченности после процедуры обращения.



нитных данных, установленных для инаглинских дунитов. Но, не смотря на это, они находятся вблизи надежных позднерифейских (950–1030 млн лет), ранне-позднепермских (268–288 млн лет) и раннемеловых (120–130 млн лет) палеополюсов, использованных в работе референтных фрагментов ТКДП.

Таким образом, полученные для инаглинских дунитов результаты палеомагнитного исследования не противоречат результатам, установленным ранее для кондерских ультрамафитов [3], и свидетельствуют, во-первых, о позднепротерозойском возрасте дунитов и самого массива Инагли и, во-вторых, о двух (позднепалеозойском и позднемезозойском) этапах посткристаллизационной активизации на массиве.

Литература

1. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхоянской провинций // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1973. №10. С.15-23.
2. Каретников А.С. К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 28, № 4. С. 76–83.
3. Каретников А.С. Палеомагнетизм ультрабазитов массива Кондер и оценка его возраста // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 23–42.

О.В. Козлова, В.Г. Невструев

**ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР
ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. А.Н. Косыгина ДВО РАН

В современных экономических условиях расширение ресурсной базы регионов возможно на основе прогнозно-металлогенического анализа с целью локализации площадей поисково-оценочных работ. В основе прогноза лежит районирование территории по геодинамическим типам базовых структурно-вещественных комплексов и геохимическим типам металлогенических зон. Теоретической структурно-вещественной моделью металлогенических зон является понятие о рудоформирующей системе (РФС), увязывающей рудные объекты с региональными рудоформирующими и рудовмещающими формациями. В состав РФС входят месторождения, рудопроявления, точки минерализации, а также другие признаки оруденения. Геологическими организациями Дальневосточного региона накоплена база данных по месторождениям и рудопроявлениям полезных ископаемых, которая к югу от 56° с.ш. на территории Хабаровского и Приморского краев включает более 2000 рудных объектов (рис.).

При анализе поэлементного распределения этих объектов на основе региональных геологических структур [1, 3, 4] обычно используется пространственная близость объектов, либо статистическая нагрузка геологических структур. Такой подход снижает эффективность прогноза, поскольку не учитывает резких различий вещественного состава руд и условий их локализации в зависимости от геодинамической позиции и физико-химических условий рудоформирующих систем. Например, золото в месторождениях представлено как доминирующий элемент с минимальными концентрациями попутных компонентов, в ассоциации с серебром (золото-серебряные), медью (золото-меднопорфировые), теллуром и висмутом, вольфрамом, оловом, платиноидами, а также в виде попутного компонента во многих свинцово-цинковых месторождениях гидротермально-осадочного генезиса. Аналогичные примеры различной формационной принадлежности месторождений можно привести и для множества других элементов. Определение формационной принадлежности объекта на ранних стадиях изучения затруднено из-за слабой разработки четких критериев вещественной типизации руд, а также тектонических условий их формирования и локализации.

Сложность металлогенического анализа на юге Дальнего Востока определяется многоэтапной и поливозрастной характеристикой геологической истории региона. Его западная часть представлена композитным Цзямусы-Буреино-Ханкайским (ЦБХ) террейном, сложенным комплексом метаморфических пород венд-кембрийского возраста с широким развитием магматических пород палеозойского и мезозойского возраста. Восточный блок представлен Сихотэ-Алинским орогеническим поясом, сформированным аккреционными призмами деформированных морских окраинных океанических турбидитов и хаотических (субдукционный меланж) формаций [5].

Геодинамика региона в значительной мере определялась процессами закрытия Палео-Азиатского океана в триас-юрское время, субдукцией плиты Изанаги под аккрецированный к Евразийской плите ЦБХ композитный террейн в позднеюрское-раннемеловое время и развитием магматических комплексов, связанных с поддвигом Тихоокеанской плиты в Курило-Камчатской и Японской субдукционных зонах.

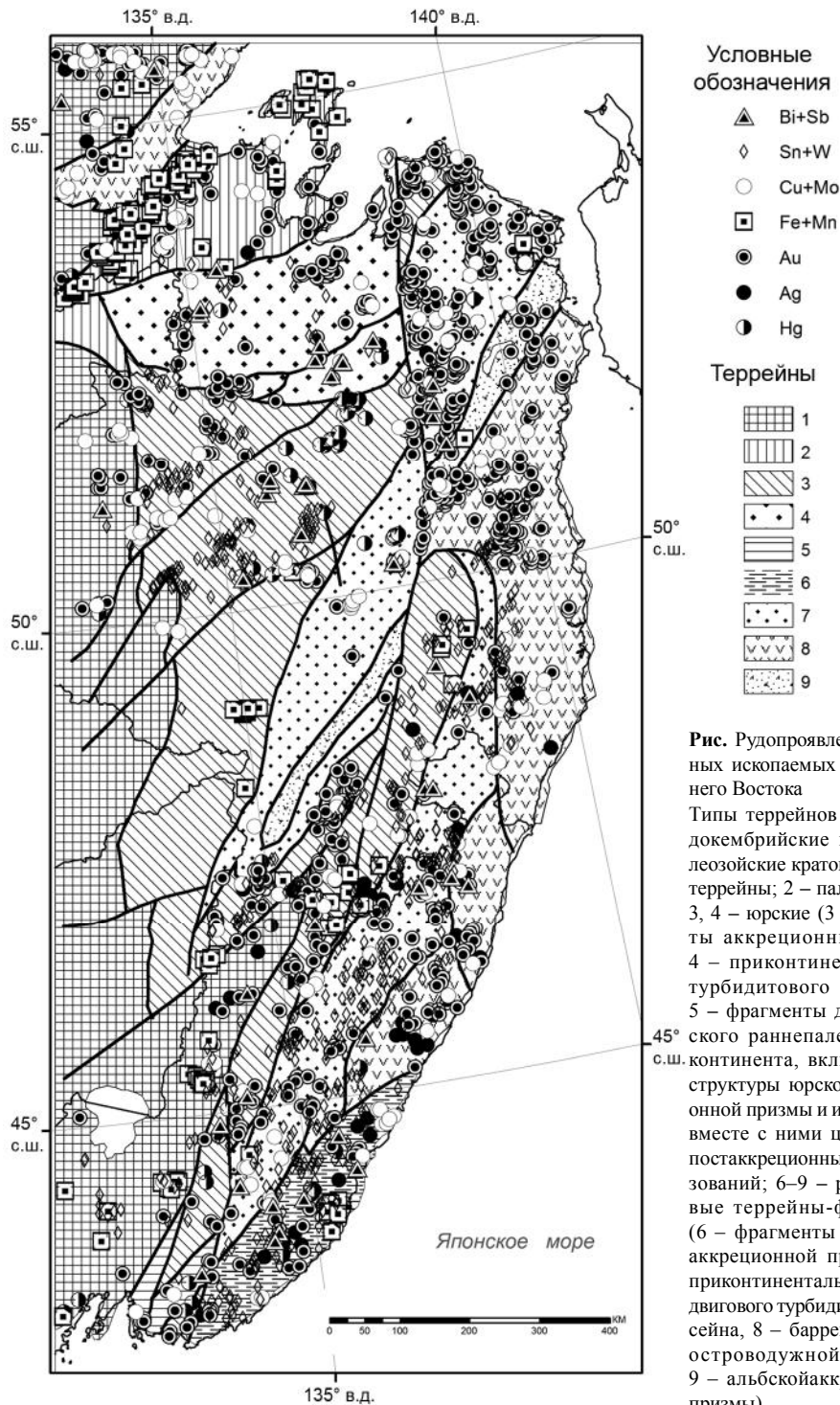


Рис. Рудопрооявления полезных ископаемых Юга Дальнего Востока
 Типы террейнов (рис.): 1 – докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны; 2 – палеозойские; 3, 4 – юрские (3 – фрагменты аккреционных призм, 4 – приконтинентального турбидитового бассейна); 5 – фрагменты докембрийского раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований; 6–9 – раннемеловые террейны-фрагменты (6 – фрагменты некомской аккреционной призмы, 7 – приконтинентального синедвигового турбидитового бассейна, 8 – баррем-альбской островодужной системы, 9 – альбской аккреционной призмы).

Пространственное распределение элементов показывает существенное различие объектов, расположенных в различных тектонических комплексах. Границы некоторых рудных полей выходят за пределы выделяемых таксонов, что связано, видимо, с наложением поздних рудоформирующих процессов на ранее образованные структуры. Формационные различия пространственного распределения и вещественного состава руд в зависимости от геотектонической позиции наиболее отчетливо проявляются при анализе распределения золота, одного из ведущих элементов региона.

Золото, как элемент, выявлено практически во всех террейнах [1]. Собственно золоторудные месторождения, часть которых обрабатывается, развиты в Нижне-Амурском рудном районе и относятся к золото-кварцевой формации (Многовершинное), вторичным кварцитам (Белая Гора), золото-медно-порфировые проявления. Но даже в пределах единого рудного поля в структуре Промежуточной Многовершинного рудного поля наряду с собственно золоторудными телами расположено золото-серебряное тело Тихое, а в пределах рудного тела Южного широко развита галенит-сфалеритовая минерализация. Наложенная это минерализация или результат развития рудоформирующей системы – вопрос до настоящего времени остается открытым. С Восточно-Сихотэ-Алинским магматическим комплексом связаны золото-медно-порфировые объекты, которые сформированы над стагнирующим Тихоокеанским слэбом [6]. В пределах Журавлевско-Амурского террейна [5] формировались порфировые золото-вольфрамовые проявления, связанные с раннемеловым магматическим комплексом известково-щелочного ряда с существенно натровым уклоном [2].

Приведенный пример показывает, что при металогенических построениях и прогнозе ресурсов того или иного элемента необходимо учитывать не только его конкретные содержания в рудах, но также объем рудоформирующих формаций в конкретных геотектонических структурах.

Литература

1. Козлова О.В. Анализ распределения рудных объектов в геологических структурах юга Дальнего Востока // Вестник ТОГУ. 2016. № 3 (42). С. 85–94.
2. Крюков В.Г. Вольфрам-золоторудный тип в порфировом семействе месторождений юга Дальнего востока // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции, 13–15 сентября 2016 г., г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. С. 142–145.
3. Невструев В.Г. Ресурсный потенциал медно-порфировых объектов юга Хабаровского края // Горный журнал. 2017. № 2. С. 25–30.
4. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
5. Kemkin I.V., Khanchuk A.I. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // Journal of Geodynamics. 2016. N 102. P. 202–230.
6. Viktor Nevstruyev and Olga Kozlova Geodynamic and structural factors of porphyritic objects localization in Sikhote-Alin // VII International Scientific Conference «Problems of Complex Development of Georesources». E3S Web of Conferences 56, 04020 (2018).

М.И. Копылов**ТИПЫ ФОСФОРИТОВЫХ, МАРГАНЦЕВЫХ, ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И КРИТЕРИИ ИХ
РУДООТЛОЖЕНИЯ В УДСКО - ШАНТАРСКОМ РАЙОНЕ***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск***Введение**

Развитие геологического и тектонического строения Удско-Шантарского района является очень сложным. В архее длительное время существовал геосинклинальный режим, во время которого происходило накопление мощности осадочных толщ. Накопление осадков в отдельные периоды сопровождалось излиянием основной магмы. Развитие архейской геосинклинали завершилось складчатостью. К этому же периоду относится заложение наиболее крупных региональных разломов северо-восточного простирания и проявление процессов метаморфизма, в результате которого осадочные отложения были превращены в гнейсы и кристаллические сланцы, а основные лавы – в амфиболиты. В конце юрского и начале раннемелового времени по ранее заложеным и вновь возникшим тектоническим разломам и расколам кристаллического фундамента произошло излияние эффузивов и внедрение кислой магмы. В раннем мелу формируется Удской прогиб с пресноводно-континентальным режимом.

Фосфориты

Опыт поисков фосфоритов в Удско-Шантарском районе и анализ закономерностей размещения их указывают на то, что фосфориты района тесно ассоциируют либо с карбонатными породами, либо с метасоматически окварцованными их разновидностями – микрокварцитами. Как известно, месторождения фосфоритовых руд по генезису делятся на три основные группы: морские, континентально-морские и континентальные. Основная часть мировых запасов, ресурсов и добычи фосфоритовых руд приходится на месторождения первой группы, которые включают почти все ведущие промышленные месторождения. В пределах исследуемого района можно выделить все типы рудопроявлений, но в целом преобладает морской, микрозернистый (от 10–12 % P_2O_5) редко ракушечниковый (от 6 до 9 % P_2O_5), песчано-зернистый типы рудопроявлений и месторождений (от 5 до 14 % P_2O_5). Кроме того, выделяется и галечниково-зернистый тип фосфоритовых рудопроявлений и месторождений (от 10 до 12 % P_2O_5). Брекчевый тип рудопроявлений и месторождений, фосфоритовых руд следует отнести к континентально-морскому типу. Залежи имеют сложное строение и конфигурацию с содержанием P_2O_5 в рудах от 20 до 25 % и отвечают мелким и средним месторождениям. Фосфоритовые руды подразделяются на семь природных промышленных типов.

Зернистые фосфоритовые руды – это в различной степени сцементированная или рыхлая порода, состоящая из округлых фосфатных зерен размером 0.1–11 мм с примесью зерен кварца (< 10 %).

Микрозернистые фосфоритовые руды представляют собой массивную и слоистую крепкую породу темно-серого и серого цвета с различными оттенками, сложенную округлыми фосфатными микрозернами размером 0.01–0.5 мм. Цементом служит фосфатный, карбонатный, кремнистый или смешанный из этих компонентов материал.

Галечниково-зернистые переотложенные руды представлены фосфатными зернами, гравием, гальками размером от 0.1–2 до 10–15 мм в аллювиальных и прибрежно-мор-

ских существенно песчаных и песчано-глинистых отложениях. Они легко обогащаются.

Ракушечные фосфоритовые руды – это кварцевый песок или песчаник, в различной степени насыщенный фосфатными раковинами и (или) их обломками. Кварцевые разновидности руд легкообогатимы, а магнезиальные и железистые обогащаются сложно.

Желваковые руды представляют собой кварцевые и глауконито-кварцевые пески, алевроиты, глины, иногда мел, опоку, содержащие фосфатные стяжения, конкреции, гальки, фосфатизированные ядра моллюсков размером от 2.5 до 7 см, иногда больше.

Песчано-зернистые руды литологически выражены слабосцементированными мелко-тонкозернистыми глауконит-кварцевыми и кварцевыми песками и песчаниками или запесоченными мергелями, в различной степени насыщенными (от 10–15 до 30–40 %) фосфоритными образованиями (зернами, оолитами, желвачками и др.) размером 0.015–0.5 мм.

Обломочно-крустификационные руды кор выветривания представлены рыхлыми и каменистыми разновидностями. Рыхлые руды – это глинистая пестро-окрашенная масса с примесью щебенки, каменистые руды – монолитные, внешне похожи на кремни, яшму, мел, часто имеют натечную структуру. Они в виде обломков валунов различной формы и размеров рассеяны среди рыхлых руд или слагают в них отдельные блоки сложной формы.

Марганцевые руды

В пределах Удско-Шантарского района выделяются следующие минеральные виды руд, имеющие значимость и распространенность: окисные – браунитовые и гаусманитовые; окисно-карбонатно-силикатные-гаусманит-родонитовые и браунит-родохрозит-родонитовые; карбонатно-силикатные – родохрозит-родонитовые; кремнисто-карбонатно-силикатные – кварц-родохрозит-родонитовые.

Наряду с рудами часто отмечаются оруденелые яшмы, содержащие пятнистые, неправильной формы скопления родонит-родохрозитового, родонит-гаусманит-родохрозитового, родохрозитового состава или редкие линзовидные, линзовидно-прожилковые обособления браунита. Браунитовые руды наиболее широко распространены в междуречье Ир-Ними и основная их масса сосредоточена на отдельных разобщенных участках (Джаводи, Охотничий, Сюрприз, Заоблачный, Лысый). По структурно-текстурным особенностям выделяются в основном два типа браунитовых руд: массивные и линзовидно-жилковатые. Редко отмечаются линзовидно-полосчатые и еще реже слоистые текстуры руд.

Железные руды

Осадконакопление железистых минералов происходило в условиях интенсивного вулканизма. В этот период формируются вулканогенно-кремнистые марганцево-железистые породы улигданской свиты. Литологический состав свиты характеризуется резкими изменениями фаций на незначительных расстояниях в различных участках морского бассейна. Железо, видимо, осаждалось во впадинах между рифами, в более спокойной обстановке.

Вторая половина раннего кембрия характеризуется затуханием вулканической деятельности и накоплением существенно терригенных отложений (песчаники оннетокской свиты), знаменующих начало регрессии моря. Складчатость произошла, по-видимому, в конце раннего кембрия. Вероятно, в это же время в результате тектогенеза был создан

гигантский складчатый пояс, обрамляющий с юга Сибирскую платформу. Анализируя материалы, полученные в последние годы по смежным к западу и юго-западу территориям, можно видеть, что на площади Удского прогиба в позднем кембрии и раннем ордовике происходит новая трансгрессия моря, в результате которой здесь накапливаются карбонатно-терригенные толщи.

В локализации железных, марганцевых руд и фосфоритов существенную роль играет структурный, палеотектонический и литологический контроль. В пределах Удско-Шантарского рудного района месторождения контролируются орогенным прогибом. Региональный структурный контроль или палеотектонический режим определяет в целом положение рудных проявлений и месторождений, что выражается в приуроченности рудных полей к склонам внутренних конседиментационных палеоподнятий, осложняющих орогенные прогибы. Мощности рудовмещающих толщ в сводовых частях палеоподнятий сокращаются, а в осевых – увеличиваются. Следует отметить, что положительные структуры, к которым приурочены рудоносные толщи, как правило, отражают блоковое строение нижележащего структурного этажа и связаны с крупными долгоживущими разломами глубокого заложения.

Литологический контроль оруденения тесно связан со структурным, так как особенности состава и строения осадочных толщ предопределяются тектоническим режимом, в котором происходило осадконакопление и рельефом ложа бассейна осадконакопления. Орогенные структурно-формационные комплексы отличаются повышенной рудоносностью и характеризуются резко дифференцированным составом, где наряду с алевролито-песчанистым толщами в их строении участвуют глинистые и карбонатные бассейновые отложения, к которым чаще всего и приурочиваются рудоотложения.

Литература

1. Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др. Осадочные бассейны Востока России. Т.1. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Владивосток, 2002. С. 30–31.
2. Гольдберг И.С. Электрические процессы при формировании геохимических барьеров / Исследование и применение физико-химических и геоэлектрических процессов при поисках и разведке полезных ископаемых. НПО «Рудгеофизика», 1988. С. 23–27.
3. Копылов М.И. Эндегенные барьеры как катализатор локализации рудных месторождений // Современное состояние геологических исследований и минерально-сырьевой базы Бурятии. Улан-Удэ. 2007. С. 35–37.

В.Г. Крюков

**ОСОБЕННОСТИ РУДОЛОКАЛИЗАЦИИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ЗОЛОТА ДЕЛЬКЕН
(ПРИАМУРЬЕ)**

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Золоторудное месторождение Делькен располагается в левобережной части реки Амур в его нижнем течении, на левобережье реки Лимури. Его геолого-структурная позиция достаточно детально изложена в отчете Н.И. Косминой и др. (2011 г.) по результатам поисковых работ. Геологами установлено, что в структурном плане месторождение Делькен находится на сочленении двух крупных тектонических структур зоны Авланбира-Солдерунского разлома субмеридионального направления и Делькенской рудоносной структуры северо-восточного простирания. В пределах последней обособляется три участка Водораздельный, Буровой и Авланбира. Участки Водораздельный и Буровой представляют месторождение Делькен. Площадь месторождения сложена песчаниками, алевролитами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами триасового и юрского возраст. Породы смяты в крутые складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями различной ориентировки, протяженности и мощности. Широко развиты крутопадающие дайки спессартинов протяженностью от 60–100 м до 350 м, мощностью от 0.5 до 8 м. Они имеют северо-восточное и субмеридиональное, редко субширотное простирание. Выявлено 19 рудных зон и 3 отдельных рудных тела, которые имеют в основном северо-восточное простирание и субвертикальное падение.

Представлениями Н.И. Косминой руководствовались в дальнейшем при разведке участка Водораздельного.

Цель настоящей работы заключается в исследовании после проведения детальной разведки особенностей локализации золотого оруденения на месторождении с тем, чтобы установленные закономерности использовать при геологическом изучении других объектов и для формирования типовых моделей месторождений.

Автором выполнен анализ материалов фотодокументации керна скважин, пройденных в период 2013–2018 гг., расположенных на профилях 100, 101, 102, 104, 105, 105+60 и 107, с расстояниями между ними в 40–60 м. Общая протяжённость по 25 скважинам 4688 м. Кроме того, схематично проанализирован керн по 21 скважине, общей протяжённостью около 4000 м. До этого в поле были отобраны образцы и задокументирован керн скважины Г-4, осмотрены и частично задокументированы канавы на участке Водораздельном в интервале профилей 102–107, что послужило основой при дешифрировании фотодокументации керна скважин. В результате получены новые данные по геологическому строению и рудоносности участка Водораздельного.

Методически камеральные работы проводились в несколько этапов. На первом этапе на основе сравнительного анализа геологических разрезов и карт выделялись основные типы нарушений и устанавливалась интенсивность их проявления в пяти-балльной системе: 1 – слабо проявленные процессы (нарушенность до 15 %), 2 – умеренно проявленные процессы (16–40 %), 3 – средней интенсивности процессы (41–60 %), 4 – интенсивные процессы (61–80 %), 5 – высокой интенсивности процессы (более 80 %). Интенсивность тектонических процессов находит отражение в таких признаках, как количество трещин на единицу длины керна, их морфологических особенностях, наличии зеркал и борозд скольжения, характере минеральных преобразований и мине-

ральном наполнении. Это проявляется также в размере столбиков керна, их хрупкости, заостренности торцевых частей и др. Определялись эталоны зон трещиноватости, смятия, развальцевания, катаклаза. С эталонами периодически сравниваются нарушения, не всегда отчетливо диагностируемые по фотографиям.

Во второй этап входила структурная документация керна (по фотоматериалам) с заполнением журналов наблюдаемыми данными. В описании отмечался тип структур, их интенсивность, стволовая мощность, минеральная выраженность. Достаточно высокая фоновая трещиноватость не учитывалась.

Третий этап включал составление схем геолого-структурной, блокировки пород по степени их нарушенности, размещения метасоматитов. В итоге сформировалось авторское представление о структуре месторождения.

В геологическом строении месторождения структурообразующее значение имеет тело флюидолитов, расположенное в центральной части участка. В пределах изученной площади вскрывается его северо-западная половина, размерами 200 м × 400 м. С запада и севера тело окаймляется брекчиями нагнетания, ширина полосы которых составляет 150–200 м. Далее к периферии фиксируется линзообразное тело кварц-гидрослюдистых метасоматитов протяжённостью около 500 м с максимальным размером по ширине выхода на дневную поверхность до 180 м. Остальная часть площади сложена осадочными породами. Структурный рисунок месторождения определяется сочетанием линейных разрывных нарушений, кольцевых зон Авланбирской кольцевой структуры и кольцевых зон смятия бокового аппарата участка Водораздельного. Выделены следующие морфологические и генетические типы нарушений: зоны трещиноватости, зоны смятия, зоны развальцевания, нарушения с тектонической глиной, зоны катаклаза.

Максимальная рудоносность свойственна участку, заключенному между двумя разломами северо-восточной ориентировки, Западному и Восточному с расстоянием между ними в 700 м. Восточный разлом контролирует промышленное оруденение в его северной части (тринадцатая рудная зона). Между этими нарушениями фиксируются оперяющие швы, контролирующие положение рудных тел.

Выделяются три основных типа рудоносных зон. К первому относится зона протяжённостью около 1600 м, мощностью 200–400 м северо-северо-восточного до субмеридионального простирания, в которой обособляются так называемые стержневые метасоматические тела линзообразной формы, вмещающие на значительных интервалах промышленное оруденение. Зона сложена в основном березитами. Второй тип рудоносных зон представляет полукольцевой штокверк размерами 300 м × 800 м, окаймляющий с запада и севера тело флюидолитов. Штокверк развит по кварц-гидрослюдистым метасоматитам и брекчиям нагнетания. Его рудно-метасоматический профиль характеризуется проявленностью углеродистых метасоматитов. В нем также устанавливаются «стержневые» зоны с более интенсивным проявлением метасоматитов и оруденения. Третий морфологический тип характеризуется пологим плащеобразным залеганием. Так, по разрезу ПР102 устанавливаются две «залежи» на глубинах 20–40 м (с максимумом преобразования исходных пород в интервале 30–40 м) от дневной поверхности и 120–150 м от дневной поверхности. Для пологих зон свойственна проявленность хлоритовых метасоматитов (актинолититов?) и относительно умеренные содержания золота. На участках пересечения рудоносных зон фиксируются рудные столбы.

В пределах участка впервые установлены своеобразные породы – флюидолиты и брекчии нагнетания. Флюидолитам свойственна штокообразная морфология тела.

В наиболее типичном варианте флюидолиты выделяются присутствием разнообразных по составу и форме обломков, включений сложного строения. Отмечаются включения «ксенолит в автолите», «брекчия в брекчии», обломки со слабо проявленной структурой «рулета», возникающие при вращении ксенолита (либо автолита) с захватом, «накручиванием на себя» фрагментов вмещающей массы. В составе обломков преобладают осадочные породы. По минеральному составу и размерности литокластов на месторождении выделяется псаммито-псефитовые и пелитовые разновидности. По времени формирования флюидолиты следуют за становлением дайкового комплекса. Они интродуцируют кварц-альбит-серицит-карбонатные апоспессартиты и цементируют обломки метасоматитов, что фиксируется по скв. 140.

Брекчии нагнетания имеют своеобразный облик. Это породы полосчатой тек-стур, в которой полосы не выдержаны ни по мощности, ни по протяженности. Общий рисунок близок к фестончатым, крустификационным, плейчатым образованиям. По составу это чередование аргиллитового и песчаникового материала, причем аргиллиты, как правило, содержат углистый материал. Наряду с полосчатостью отмечаются обломки, представленные, чаще всего, песчаниками. Формирование их объясняется процессами «выдавливания» пластичных пород при формировании диапировых, купольных или сводовых структур.

На месторождении Делькен предварительная схема становления магматитов и гидротермалитов выглядит следующим образом: площадной углеродистый метасоматоз; внедрение даек среднего и умеренно кислого состава; формирование кварц-гидрослюдистых образований; внедрение флюидолитов; формирование хлоритовых метасоматитов (актинолититов?); образование березитов с золоторудной минерализацией; локальный углеродистый метасоматоз с золоторудной минерализацией. При этом следует отметить масштабность магматогенно-рудных процессов, их эволюционную завершенность и высокие перспективы этого объекта

Таким образом, месторождение Делькен представляет сложное флюидно-эксплозивное сооружение, располагающееся в северной части Авланбирской кольцевой постройки. Центральная его часть – это тело флюидолитов, непосредственно окаймленное брекчиями нагнетания, сменяемыми далее к периферии кварц-гидрослюдистыми метасоматитами. Детально изучена северо-западная половина этого сооружения, имеющего, по всей вероятности, кольцевую морфологию.

Максимальная рудоносность проявляется на участке, заключенном между двумя разломами северо-восточной ориентировки, расстояние между которыми составляет 700 м. Оруденение крупнообъемное прожилково-вкрапленное и штокверковое. В отличие от других месторождений Пильда-Лимурийского района на Делькене фиксируется видимое золото в кернах ряда скважин. Руды в целом малосульфидные, по составу относящиеся к золото-кварцевой рудной формации.

Следует отметить проявленность трёх структурных обстановок локализации рудной минерализации: протяженные крутопадающие линейные зоны субмеридионального простирания, полукольцевой штокверк и пологолежачие «плащобразные» залежи. В линейной зоне локализуются преимущественно березиты, штокверк сложен углеродистыми метасоматитами и для пологих зон типичны хлоритовые метасоматиты (актинолититы?).

В.Г. Крюков

СТРУКТУРЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ПРИАМУРЬЯ

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Приамурье известно своей золотоносностью. При этом золоторудным объектам свойственны различные условия формирования и, обусловленное этим, разнообразие состава руд, метасоматитов, структурного контроля, ассоциирующих магматитов. Общепризнанными считаются связь с габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциацией интрузивных пород, умеренные глубины образования, проявленность аргиллизитов, березитов, кварц-ортоклазовых и кварц-турмалиновых метасоматитов (некоторые исследователи выделяют ещё и пропилиты в качестве околорудно измененных пород). Со времен геологосъемочных работ масштаба 1:200000 сформировалось представление об активной блоко- и рудоконтролирующей (и рудовмещающей) роли долгоживущих разломов северо-восточной ориентировки. Реже отмечается ведущая роль ортогональной системы разломов [2]. Следует отметить, что структурные особенности золоторудных объектов, выявленные в процессе геологоразведочных работ, существенно корректируются по результатам эксплуатации месторождений.

Цель исследования заключается в формировании структурных моделей золоторудных месторождений на основе авторского изучения геологических особенностей объектов Приамурья с учетом информации, полученной при детальной разведке и эксплуатации.

Новые представления внесены в структурный рисунок объектов, который определяется наличием ортогональной системы разломов. При этом более четко проявляются рудоконтролирующие разрывные структуры субмеридиональной ориентировки. Зоны субширотного простирания выполняют роль рудоподводящих и контролирующих структур. Роль диагональных нарушений заключается в рудораспределении (рудораспределяющие структуры). В качестве рудовмещающих отмечаются нарушения ортогональной и диагональной систем. Наиболее крупные золоторудные месторождения приурочиваются к узлам пересечения разломов субмеридиональной и субширотной ориентировки. Эта же ситуация повторяется на уровне рудных узлов и районов. При этом «шаг» в пространственном положении таких месторождений составляет 30, 60, реже 15 км.

Систематика объектов, основанная на структурных особенностях, определяется рядом факторов: возраст объектов (структурный класс месторождений), глубина формирования (структурные группы), структурный каркас, определяемый сочетанием до- и синрудных нарушений (структурные типы). На отнесение объектов к тому или иному типу в определенной мере влияет морфология рудных тел. В соответствии с обозначенным подходом рассматривается класс мезозойских и мезозойско-кайнозойских месторождений золота. Применительно к рассматриваемому классу объектов возможно выделение трёх групп: близповерхностные (0–600 м), субвулканические (200–1500 м), гипабиссальные (600–2500 м) месторождения. «Перекрытия» фаций глубинности находят отражение в развитии новообразованных типоморфных минералов и парагенезисов в указанных интервалах [3].

К группе близповерхностных месторождений относятся Белая Гора, Благодатное, Бухтыанское, Дыльменское, Полянка и ряд проявлений, тяготеющих к полям развития мезозойских и кайнозойских вулканитов. Локализуются они в купольных структурах,

непосредственно в стратовулканах на гранитоидном основании. Структурный рисунок объектов обуславливается морфологией боковых аппаратов, кольцевыми, радиальными и послойными нарушениями. Для объектов присущи «ядра», сложенные кварц-гидрослюдистыми метасоматитами или гидротермальными кварцитами. Этой группе свойственны структурные типы: комбинированный с минерализованными кольцевыми структурами, некомп и послойными залежами (Белая Гора, Бухтыанское) и линейно штокверковый, обусловленный главенствующей ролью в рудолокализации субмеридиональных разломов (остальные месторождения).

В группу наиболее распространенных субвулканических месторождений включаются Албазино, Агни-Афанасьевское, Дяппе, Делькен, Нони, Прогнозное и рудопроявления, расположенные в пределах зон развития даек и мелких интрузивных тел мезозойского возраста. Объекты локализуются в пределах периферийных частей и за пределами купольных структур, либо в грабенах внутри куполов, в вулканоструктурах. Как правило, это полигенные вулcano-интрузивные постройки на гетерогенном основании. Центральную часть месторождений представляют либо интрузивные тела (штоки, мелкие массивы габбро-диорит-гранодиорит-монцитовой ассоциации, площадью до 0.5–1.5 км²), либо кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты, либо тела флюидолитов. Оруденение контролируется в основном субширотными и субмеридиональными разломами, причем максимальная его концентрация отмечается в узлах пересечения этих структур. Устанавливаются следующие структурные типы: линейные зоны минерализации или штокверки, нередко выраженные как структура конского хвоста (Дяппе), изометричные штоки или штокверки (Албазино), комбинация различных структурных типов (Делькен).

Группа гипабиссальных месторождений включает Бамское, Зимовье, Кутынское, Многовершинное, Пионерское, Покровское, Покровско-Троицкое, а также рудопроявления, приуроченные к участкам развития довольно крупных мезозойских интрузивных тел габбро-диорит-субщелочногранитового комплекса. Объекты этой группы размещаются в пределах внутренних частей крупных куполов и по их периферии в горстовых структурах, в интрузивно-купольных, полигенных вулcano-интрузивных постройках на гетерогенном основании. В центральной части месторождений фиксируются в виде дайко- и штокообразных тел метамагматические образования (аплитовидные и монцититоиды), а также флюидолиты. Проявленность «ядер» подчеркивается кварц-серицит-гидрослюдистыми (иллитовыми) метасоматитами. Часто на весь объем «ядер» накладывается тонковкрапленная сульфидно-оксидная минерализация. Положение рудных тел контролируется линейными структурами, апикальными частями интрузивных массивов, мелкими телами интрузивных пород завершающих фаз становления. Этим обуславливается соответствующий структурный тип: линейные зоны минерализации (Многовершинное), изометричный в форме плащеобразных залежей (Покровское) или крупных штокверков, комбинированный (Пионерское).

В становлении рудно-магматических систем особая роль, вслед за А.А. Гавриловым, В.В. Серединым [1, 4] и другими исследователями, отводится купольным структурам. В приповерхностных условиях – это стратовулканы, в пределах которых локализуются вулcano-тектонические постройки типа боковых аппаратов. На субвулканическом и гипабиссальном уровнях проявляются интрузивно-тектонические сооружения. Во всех случаях характерна структура «купол в куполе». Отмечается определенная последовательность формирования: региональные купола биотититов с пропилитами и аргиллизитами по периферии, крупные интрузивно-купольные сооружения, более

локальные интрузивно-тектонические структуры, локальные купола метамагматических пород, флюидолитовые купола, локальные структуры рудно-метасоматических образований. Примерами таких сложных построек «купол в куполе» являются Пионерское месторождение, Дяппе, Албазино, Зимовье.

Внутреннее строение месторождений отражается не только в сочетании различных дизъюнктивов, но и в своеобразной зональности пород и руд. В генетическом плане месторождение чаще всего соответствует рудному полю. Элементами рудного поля являются «ядро», центральная часть, промежуточная зона и периферия.

В качестве «ядра» рудного поля рассматривается тело или тела сложенные кварц-гидрослюдистыми метасоматитами, гидротермальными кварцитами, кварц-серицит-гидрослюдистыми образованиями, относящимися к полнопроявленным но-вообразованным породам стадии кислотного выщелачивания. Размеры «ядер» в сечении, как правило, не превышают 0.3–0.4 км². В центральной части рудного поля картируются изометричные, линейно-вытянутые или неправильной формы в плане тела наиболее молодых интрузивных или флюидно-эксплозивных образований, имеющих рвущие контакты с вмещающими породами. Концентры нередко ограничиваются нарушениями. Размеры тел могут достигать 1.5 км² по площади. Промежуточная зона выделяется наличием даек и дизъюнктивов, формирующих своеобразный пояс вокруг центра. Ширина промежуточной зоны может достигать первых сотен метров. Периферия рудного поля характеризуется развитием околорудных метасоматитов с полевошпатовой составляющей и умеренным проявлением нарушений. Её ширина может достигать нескольких сотен метров.

Результаты обработки месторождений стали основой корректировки информации о масштабах оруденения. Новые данные о запасах рудных объектов позволили выявить их эмпирическую связь с проявленностью структур «купол в купол», а также с фациальными условиями рудолокализации. Максимум оруденения свойствен месторождениям гипабиссального уровня со сложным развитием локальных куполов. К числу таких месторождений относятся Многовершинное и Пионерское. В группе субвулканических месторождений к таким объектам относится Албазино.

Таким образом, региональные и локальные тектонические структуры обуславливают состав руд и характер размещения рудной минерализации. Вместе с тем, сами рудно-магматические процессы формируют структуры «купол в куполе». Структурный рисунок рудных объектов зависит от многих факторов. В частности, в зависимости от фациальных условий рудогенеза выделяются три группы объектов: близповерхностные, субвулканические и гипабиссальные. С глубиной возрастает сложность структурных рисунков рудного поля и масштабность оруденения.

Литература

1. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток: Дальнаука, Ч.1, 2. 1993. 321 с.
2. Жирнов А.М. Металлогения золота Дальнего Востока на линейно-плумовой основе. Владивосток: Дальнаука, 2012. 248 с.
3. Крюков В.Г. Фации глубинности месторождений золота и олова Приамурья, Россия // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Третьей Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. 20–23 сентября 2016 г. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 324–327.
4. В. В. Середин. Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987. 181 с.

В.В. Кулаков¹, Н.В. Бердников², О.В. Крутикова²

**ОСОБЕННОСТИ ВТОРИЧНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В АЛЛЮВИАЛЬНОМ
ВОДОНОСНОМ ГОРИЗОНТЕ ТУНГУССКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

¹ФГБУН Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Для выяснения причин снижения удельных дебитов скважин на Тунгусском месторождении подземных вод (долина р. Амура у г. Хабаровска) исследованы особенности вторичного минералообразования в породах водоносного горизонта и в прифилтровом пространстве скважин [1, 2, 3].

Основной водоносный горизонт месторождения приурочен к плиоцен-четвертичным аллювиальным отложениям приамурской свиты [1, 5]. Водовмещающими породами являются кварц-полевошпатовые пески с гравием и галькой, отмечаются прослой глинистых песков и алевролитов. В песках присутствует сидерит в виде бурой кристаллической массы, развивающейся в пространстве между песчинками. Количество глинистого материала, растительных остатков и аморфного кремнезема незначительное (до первых процентов). Мощность водоносного горизонта выдержана и составляет около 60 м. С поверхности залегают покровные суглинки и глины мощностью 5–7 м. Подстилается водоносный горизонт водоупорными глинами, аргиллитами и бурыми углями олигоценых отложений ушумунской свиты.

Система «вода-порода» в водоносном горизонте месторождения является неравновесной, что приводит к интенсивному разрушению матричного материала песков и накоплению в них продуктов вторичного минералообразования [1, 4–6]. Перенос новообразований током подземных вод с весьма незначительной скоростью (около 10 см в сутки, до 40 м в год) обеспечивает достаточно медленный темп разрушения.

Методами оптической микроскопии и рентгенофазового анализа показано, что водоносные пески в основном состоят из кварца (40–70 вес. %) и полевого шпата (анортит, альбит, ортоклаз, 20–50 вес. %), к которым в количестве первых процентов примешиваются халцедон, слюды и глинистые минералы [3]. В виде единичных зерен встречаются гранат, пироксены, амфибол и акцессорные – циркон, рутил, сфен. Отмечаются слои, обогащенные растительными остатками и обломочным материалом гравийно-галечной размерности. Окислов и гидроокислов железа и марганца не обнаружено.

Содержание сидерита в песках в основном варьирует от 0 до 14.35 вес. %, в целом увеличиваясь с глубиной. Сидерит кристаллизуется в поровом пространстве песков, иногда практически полностью закупоривая его бурой кристаллической массой с образованием конкреций.

В большинстве образцов водоносных песков присутствует аморфный кремнезем в виде тонкозернистых хлопьевидных агрегатов. Его содержание колеблется в пределах 5–15 вес. % и не зависит от близости точки опробования к эксплуатационной скважине.

Особое внимание было уделено изучению распределения в песках сидерита и аморфного кремнезема, как потенциальных кольяматантов фильтров скважин [2, 3].

По данным оптической микроскопии основной объем матричных компонентов водоносных песков месторождения (кварц и полевые шпаты) в процессе эксплуатации остаются неизменными. В то же время в пробах из всех изученных скважин отмечается наличие тонкой фракции, состоящей из глинистого материала, аморфного кремнезема,

тонкозернистого сидерита и микрообломков преимущественно полевошпатового состава (рис. 1). Фракция состоит как из первично осадочных, так и вновь образованных компонентов, являющихся продуктами разрушения минералов песков (процесса изменения минералов при взаимодействии с водной средой) с последующим отложением в виде вторичных минералов.

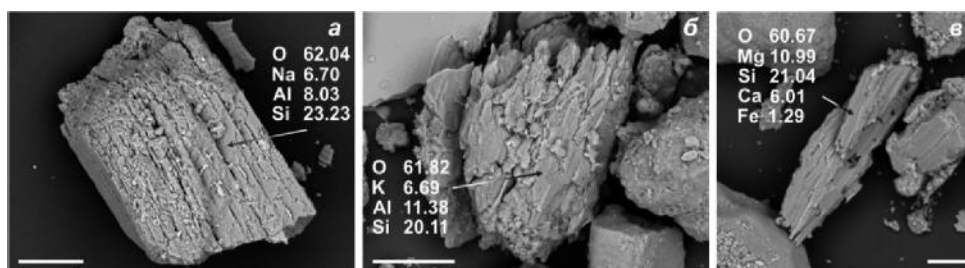


Рис. 1. Разрушение альбита (а), ортоклаза (б) и авгита (в) в водоносных песках Тунгусского месторождения. Скважина 1010, интервал 41.65–42.10 м. Стрелки указывают на точки микроанализов, результаты в ат. %. Линейка 50 мкм.

Глинистый материал частично является первично осадочным, а частично – вторичным, образованным после разрушения и переотложения полевых шпатов. Коррозия полевых шпатов идет преимущественно по направлениям спайности. При этом образуются микрочешуйки размером от единиц до десятков микрометров уплощенной и неправильной формы. Так же происходит разрушение авгита.

Видимого разрушения кварцевых песчинок не отмечено, возможно, из-за равномерной коррозии поверхности кварца, не имеющего спайности. Этот процесс, а также высвобождение кремнезема в процессе разрушения полевых шпатов и других минералов песков (пироксены, амфиболы, слюды), обеспечивает высокое содержание растворенного кремнезема в водах месторождения и наличие в составе тонкой фракции аморфного кремнезема.

По результатам оптических исследований в водоносных песках месторождения присутствуют две разновидности сидерита [3]. Первая образует достаточно крупные (до первых мм) бурые кристаллы, цементирующие песчаный материал с образованием линз и прослоев песков с пониженной пористостью. Вторая скрытокристаллическая, входит в состав тонкой фракции в виде пылевидного материала.

В процессе внутрипластовой водоподготовки и откачки питьевой воды потребителям было отмечено снижение удельных дебитов водозаборных скважин, достигающее 23 % за 5–6 месяцев эксплуатации. Кольматаж происходит непосредственно в водозаборных щелях фильтров и в ближайшем прифильтровом пространстве - в гравийной обсыпке рабочей части фильтров скважин.

Состав цементирующего материала достаточно однороден как на микроуровне в составе одного фрагмента композита, так и между такими композитами из разных скважин (рис. 2). На дифрактограммах тонкозернистой фракции из этого материала присутствуют линии кварца, иллита, альбита, анортита и разупорядоченного анортклаза.

Композитов с таким алюмосиликатным цементом не встречено ни в одной пробе из водоносных песков [3]. Во всех случаях обнаружения в них сцементированных песков роль цемента выполнял сидерит. Наши исследования показывают, что такие композиты,

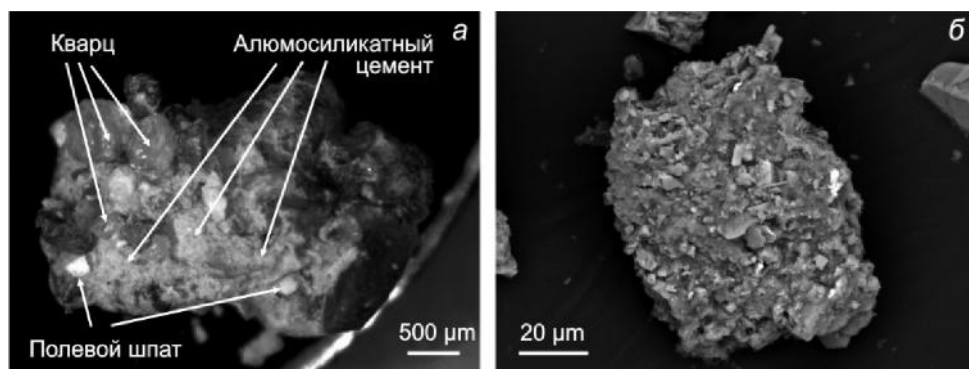


Рис. 2. Алюмосиликатный композит (а) и фрагмент его цемента при большем увеличении (б).

состоящие из окатанных матричных песчинок и микрообломков полевых шпатов, пироксенов и кварца, сцементированных тонкозернистым алюмосиликатным материалом, являются основным компонентом, кольматирующим водозаборные щели и прищелевое пространство фильтров скважин на месторождении и уменьшающие их удельный дебит.

Литература

1. Кулаков В.В. Взаимодействие подземных вод с горными породами и поверхностными водами в Амуро-Тунгусском междуречье // *Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: Материалы Всерос. совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока (XXI совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международным участием)*, г. Якутск, 22–28.06.2015 г. / ИЗК СО РАН, 2015. С. 39–44.
2. Кулаков В.В., Бердников Н.В. Изменение минералогического состава водоносного горизонта при внутрипластовой подготовке питьевых вод // *Подземные воды Востока России: Материалы Всерос. совещания по подземным водам Востока России (XXII Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с междунар. участием)*, г. Новосибирск, 18–22 июня 2018 г. / Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Ин-т земной коры СО РАН. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. С. 276–280.
3. Кулаков В.В., Бердников Н.В., Крутикова В.О., Архипова Е.Е. Природные и техногенные процессы минералообразования в водоносном горизонте Амуро-Тунгусского междуречья // *Тихоокеан. геология*. 2019, Т. 38, № 2. С. 63–72.
4. Kulakov, V.V., 2013. Technology of groundwater treatment in the aquifer for drinking water supplies. Proc. 35th IAHR World Congress, September 9–13, 2013, Chengdu, China. P. 432.
5. Kulakov, V.V., Fisher, N.K., Kondratieva, L.M., Grischek, T., 2011. Riverbank filtration as an alternative to surface water extraction for safe drinking water supply to the city of Khabarovsk, Russia. In: Ray, C., Shamrukh, M. (Eds.), *Riverbank Filtration for Water Security in Desert Countries*. Springer, Dordrecht, P. 281–298.
6. Pauffer S., Grischek T., Herlitzius J., Felle J., Kulakov V.V. Manganese release linked to carbonate dissolution during the start-up phase of a subsurface iron removal well in Khabarovsk, Russia // *The Science of the Total Environment*. 2019. Т. 650. P. 1722-1733.

Ю.Ф. Манилов**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ
ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИЗУЧЕНИИ ПРИАМУРЬЯ**

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

Традиционной целью петрофизических исследований при геологическом изучении недр является определение физических свойств горных пород и связей между этими свойствами и вещественным (элементным) составом пород и насыщающих их флюидов. Основой петрофизического изучения являются результаты массовых измерений физических свойств.

Наиболее активное массовое петрофизическое изучение на территории Приамурья проводилось в 1968–1980 гг. рядом представителей производственных и тематических партий Геофизической экспедиции. Существенные результаты были получены И.И. Шапочкой, М.Л. Забродиной, Э.Л. Рейнлибом, Н.Л. Павловским, С.В. Головкин и другими. Важным этапом изучения физических свойств пород региона стала региональная петрофизическая сводка по плотностным и магнитным свойствам интрузивных пород, выполненная коллективом сотрудников ВСЕГЕИ (Н.Б. Дортман, Э.Я. Дубинчик, В.К. Путинцев и др.) в 1964–1974 гг.

Коллектив ИТИГ ДВО РАН внес свой весомый вклад в петрофизические исследования Дальневосточного региона. Группа сотрудников института под руководством Н.П. Романовского обобщили свои данные и данные других геологических предприятий, в результате чего был издан справочник «Физические свойства горных пород Дальнего Востока» (в двух частях) [4]. Справочник является первым обобщением для огромной территории Дальнего Востока.

Процесс обработки и интерпретации материалов средне- и крупномасштабных геолого-геофизических исследований дал новое направление для использования петрофизического материала для комплексной интерпретации геофизических данных. Важнейшим элементом такой интерпретации является создание обобщенного и формализованного представления об основных геологических и физических характеристиках исследуемого геологического объекта. Для этого необходимо получить не только информацию о физических свойствах геологических объектов в конкретной точке измерения, но и выявить пространственные закономерности изменения физических свойств горных пород.

В ИТИГ ДВО РАН разработали методику создания петрофизических карт (плотность и магнитная восприимчивость) [2, 4] разных масштабов на формализованной основе.

Основная методическая особенность построения специализированных петро-магнитной и петроплотностной карт – проведение изолиний физических параметров (плотность и магнитная восприимчивость) по пространственному положению точек со средними значениями параметра в специально подбираемых элементарных ячейках площади. Построение карт проводится в два этапа. На первом формируются отдельные выборки значений физических параметров по каждой литолого-петрографической разности пород. Для каждой свиты (толщи, комплекса и т.д.) подсчитываются средние значения магнитной восприимчивости и плотности. На втором этапе проводится операция формализации карты. Полученные значения в зависимости от представительности (в процентах) каждого типа геологических образований на площади каждой элементарной

ячейки обеспечивают определение среднего (средневзвешенного) значения α и σ для каждой ячейки. Далее по матрице средневзвешенных значений проводятся изолинии физических параметров.

На последнем этапе проводится обработка и интерпретация полученных карт. Для этого используются специализированные пакеты обработки, в частности компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для анализа трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического подхода [3]. Функциональное наполнение комплекса «КОСКАД 3D» дает возможность на современном уровне провести спектрально-корреляционный и статистический анализ геоданных. Имеющийся в комплексе широкий выбор оптимальных линейных фильтров позволяет представить исходное гравитационное поле набором составляющих с последовательным уменьшением доли низких частот.

Результаты

В пределах рассматриваемой территории Приамурья наиболее высокими значениями плотности характеризуются амфиболиты, габброиды и мрамора ($2.7\text{--}3.2$ г/см³) архейского возраста. Среди осадочных пород наиболее плотные ($2.6\text{--}3.0$ г/см³) юрские аргиллиты, угли и углистые сланцы. Также высокая плотность (до 3.0 г/см³) встречается среди габброидов Удского комплекса. Наименьшую плотность ($2.0\text{--}2.4$ г/см³) имеют туфы, туфопесчаники, песчаники средней и верхней юры.

Данные о магнитной восприимчивости пород региона варьируют в широчайших пределах от полностью немагнитных до образцов со значениями до нескольких тысяч 10^{-5} СИ. Наиболее магнитоактивные породы региона – габброиды и габбро-амфиболиты архейского возраста. Нередко значения магнитной восприимчивости в их образцах достигает $5\text{--}8$ тысяч 10^{-5} СИ. Высокая магнитная восприимчивость – свыше 1000×10^{-5} СИ встречается у субвулканических образованиях различного возраста.

Петромагнитная карта лучше отражает структурные особенности крупных магматогенных структур, дифференцирует различные части осадочных бассейнов, разделяя вулканогенные прогибы (с высокими значениями магнитной восприимчивости) и прогибы, в которых преобладают практически немагнитные осадочные толщи.

На петроплотностной карте высокими значениями ($2.65\text{--}2.80$ г/см³) диагностируются области распространения древних пород Сибирской платформы и девонских толщ, в которых присутствуют известняки и породы богатые железными рудами. Наименьшие плотности до 2.3 г/см³ соответствуют наложенным прогибам осадочных бассейнов, где широко проявлены области распространения четвертичных отложений.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТИГ ДВО РАН.

Литература

1. Иволга Е.Г., Гурович В.Г., Романовский Н.П., Манилов Ю.Ф. Петрофизические особенности тектонических структур Охотоморской зоны перехода континент – океан // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 5. С. 39–53.
2. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: Учебное пособие. 2-е издание. М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114 с.
3. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Малышев Ю.Ф., Иволга Е.Г. Петромагнитная карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 3–9.
4. Физические свойства горных пород Дальнего Востока. Справочник в 2-х частях. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 393 с.

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

**ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ СОСКЛАДЧАТЫХ
ПРОЯВЛЕНИЙ АПТ-МААСТРИХТСКОГО ОРОГЕННОГО ЗОЛОТА В ПРИМОРЬЕ**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Несмотря на имеющийся задел в анализе роли ССВ (5–30°) левых сдвигов в металлогении мелового орогенного золота Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий КНР [1–3 и др.], приходится констатировать, что она остается по-прежнему оцененной не в должной степени для всех частных форм проявления сдвиговых дислокаций (пликативных, сколовых, деструктивных). Особенно, как выяснилось [4–5], это касается СВ (50–60°) региональной постаккреционной орогенной складчатости эпохи меловой (апт-маастрихт) тектономагматической активизации (далее – ЭТМА), которая является главной пликативной формой проявления сдвигового тектогенеза того времени под действием ССЗ (340–350°) латерального сжатия, когда в Сихотэ-Алине сформировались основные объекты орогенного Au. Рассмотрению особенностей структурного контроля этого золота в связи с указанными проявлениями синсдвиговых складчатых и сопутствующих им деформаций на примере Центрального Сихотэ-Алиня и посвящено настоящее сообщение.

Главными элементами СВ (50–60°) ЭТМА складчатости Центрального Сихотэ-Алиня являются Колумбинское антиклинальное сводовое поднятие и сопряженный с ним Алчанский синсклиальный прогиб. Установлено, что названные структуры как структуры 1-го порядка составляют «несущий» каркас целостного мульти-иерархично построенного складчато-разрывного ансамбля [4–5].

Этому ансамблю (в складках) присуще наличие 8 (как минимум) порядков СВ (50–60°) сингенетичных подобных (по морфологии) складчатых структур продольного изгиба (с течением) и смятия шириной от первых сотен (до ≈250 км для складок 1-го порядка) и до 8×10^4 (для складок 8-го порядка) километров. Все складки – линейные, подобные при дискретном угловым развороте (15°–20°) с переходом (по мере их усложнения от порядка к порядку) степени их сжатости от открытых через изоклиальные (5–6-й порядки) к веерообразным (7–8-й порядки), с выдержанным на всем их протяжении простиранием осей и крыльев на (в среднем) СВ 50–60° при слабонаклонном положении осевых поверхностей (с падением либо на СЗ 80–85° – наиболее выражено, либо на ЮВ 85–90°) и субгоризонтальной ориентации шарниров [4].

Развитие такой сложности рисунка складчатости сопровождалось (или местами предварялось?) формированием сообразной ему геолого-геометрической совокупности СВ (50–60°) простирания сингенетичных подобным складкам систем тонко и густо нарезанных взбросов и надвигов. Первых – по типу кливажа осевой поверхности складок и кливажа веерного, вторых – как субпослойных дизъюнктивов (или совпадающих по ориентировке с зеркалами складчатости) и встречных к ним. Эти взбросо-надвиговые системы и обеспечивали существующую в регионе конкордантность и меру наследования между ЭТМА поднятиями и прогибами (как складок скальвания) доаптского основания и, соответственно, апт-маастрихтскими антиклиналями и синклиналями ЭТМА чехла [4].

Оказалось, что типовое, относимое обычно к глубинным (не менее 12 км) частям надсубдукционных (аллохтонных) зон континентальных дуг орогенное Au типа Бендиго [3 и др.] в Центральном Сихотэ-Алине является, напротив, приповерхностным

(с верхним-средним уровнем эрозионного среза) и приуроченным к замковой части Колумбинского антиклинального свода в виде Глухого мегаштокверка (Благодатненский золотоносный ареал) [4–5]. Названный мегаштокверк – это сочетание параллельных осевой поверхности свода серий СВ тесно сближенных крутопадающих зон динамометаморфизованных черносланцевых метасоматитов (далее – динамозоны), жильно-прожилковых гидротермалитов и их брекчий на кварцевом цементе с переходными между ними разностями. Гидротермалиты включают в себя проявления углефикации, кварц-серицититового, гидрослюдистого замещения, аргилитизации, окварцевания, карбонатизации, хлоритизации, каолинизации, эпидотизации и т. п. К осевым частям золотоносных динамозон, где выявлены пики названного метасоматоза, и приурочены наложенные на метасоматоз золотоносные линейно-жильные и прожилковые малосульфидные (As профиля, тип Бендиго) кварцевые и карбонатно-кварцевые залежи с чехлом объемной вкрапленной сульфидизации (в основном из пирита, отчасти пирротина и арсенопирита) [5–6].

Динамозоны мегаштокверка структурно представляют собой, как правило, тонкого тектонического рассланцевания крутопадающие дизъюнктивные зоны, по своему заложению отвечающие основному кливажу (параллельному осевым поверхностям ЭТМА складок) и (отчасти) кливажу веерному (с его схождением к ядрам ЭТМА складок). Хотя есть и признаки проявления седловидных залежей в замках ассоциирующих с данными дизъюнктивами складок 5–8-го порядков в сочетании с субпослойными и сопряженными с ними надвигами [5–6].

Этому отвечают и структурно-текстурные особенности минерализации динамозон в виде (в разных сочетаниях) соскладчатого катаклаза, рассланцевания и милонитизации, а также смятия, сдавливания, разлинзования, микробудинажа и сплющивания в виде, соответственно, брекчиевых, брекчиевидных (жильные фации) и линзовидно-сланцевых, плейчатых (прожилково-вкрапленные фации) с линеаризацией текстур. Для минеральных выделений и их агрегатов характерны угнетенные формы обособления и распределения: тонко-среднезернистые в кварцево-карбонатных жилах и во вкрапленниках для аксессуаров (пирита, арсенопирита, пирротина, серицита, углеродистого вещества (уголь, сажа, графит) и др.); а также развальцованные, пластинчатые, таблитчатые, листоватые для тех же минералов в их прожилковых разностях, листовенитах, серицитолитах и т. п., конформных с СВ динамометасоматическим субстратом. И золото в этих динамозонах обычно пылевидное, тонкодисперсное; во всяком случае, размерность его выделений (как самородных, так и в сульфидах) не превышает как правило 0.1 мм [5–6].

Для контраста приведем аналогичные данные по сосдвиговой жильно-прожилковой минерализации ССЗ-ССВ Au рудных тел, контролируемых ССВ (5–30°) левыми сдвигами (типичный пример. Благодатненское Au месторождение, наложенное на Благодатненский ареал с запада). При всех ее известных вещественных и структурно-текстурных аналогиях орогенного Au с СВ соскладчатыми зонами (брекчиевидность для жил в ССЗ раздвиговых звеньях; линзовидная сланцеватость, микробудинаж и рассланцованность и т. п. в сколовых ССВ левосдвиговых сегментах) размерностью своих обособлений (от средне-грубозернистых до друзовидных) в местах (особенно) присдвигового (ССЗ звенья) приоткрывания она отвечает, очевидно, уже структурам выполнения. Это еще подчеркивается и укрупненной размерностью сопутствующих самородных выделений золота, достигающих иногда 5 мм [5–6].

Соответственно, эти структурно-текстурные различия и в локализации, распределении (а то и в концентрировании) Au минерализации в левосдвиговых зонах и зонах ЭТМА складчатости не могли не отразиться в ориентации региональных золотоносных рудных столбов. Так, фоновые соскладчатые (рудные ленты на пологих искривлениях взбросо-надвиговых динамозон, седловидные залежи) с концентрацией Au до 3.5 г/т столбы имеют закономерно пологую ориентацию в траверзе СВ-ЮЗ субпараллельно пологим шарнирам ЭТМА сингенетических складок. Наложением же синсдвиговым столбам с концентрацией Au до 35 г/т присуще уже крутонаклонное (до 90° в южных румбах) погружение – вдоль линий пересечения/сопряжения ССВ сколовых сегментов рудолокализирующих левых сдвигов с СЗ их звеньями растяжения [5].

В таком ключе мы видим, что концентрирование регионального ЭТМА золота происходило поступательно, через его как минимум 2-этапную ремобилизацию: (1) сквозь апт-альбский флишоидый соскладчатый субстрат (включая его черносланцевые фации) (пологие Au рудные столбы) при СЗ-ЮВ сокращении коры, (2) через наложение на продукты этого сокращения ССВ зон левостороннего сдвига (крутые Au рудные столбы). Так или иначе, следует констатировать, что эта схема обеспечила при наложении сдвигов на соскладчатые структуры почти 10-кратное увеличение концентрации орогенного Au в СЗ синсдвиговых структурных ловушках.

Иначе говоря, при таком достаточно оригинальном стиле своего концентрирования ЭТМА орогенное золото (наряду с Ag, Sn, W, Pb, Zn и другими элементами регионального металлогенического ряда) вполне может служить, помимо всего прочего, еще и индикатором/маркером последовательности проявления разных форм сдвиговых дислокаций (от эмбриональных – пликативных – к зрелым – сколовым и раздвиговым).

Литература

1. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
2. Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. и др. Структурно-геодинамический фактор в распределении золотой минерализации Южного Приморья // Докл. АН. 2004. Т. 394, № 5. С. 654–658.
3. Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. V. 25, N 1. P. 48–102.
4. Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П. Сихотэ-Алинская складчатая система: общие особенности строения и некоторые аспекты контроля золотого оруденения (на примере Центрального Сихотэ-Алиня) (часть первая) // Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле. 2018а. № 2 (Вып. № 38). С. 84–101.
5. Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П. Сихотэ-Алинская складчатая система: общие особенности строения и некоторые аспекты контроля золотого оруденения (на примере Центрального Сихотэ-Алиня) (часть вторая) // Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле. 2018б. № 3 (Вып. № 39). С. 74–89.
6. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2003. 148 с.

Л.Ф. Мишин, Е.А. Коновалова, Ю.В. Талтыкин, В.О. Крутикова
ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТИ
МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

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

При изменении окислительных условий большинство элементов меняют свою валентность, а валентные формы по-разному участвуют в геохимических процессах. Переход элементов из одного валентного состояния в другое зависит в основном от летучести кислорода (fO), менее – от химического состава расплава, температуры и давления [1, 2, 4, 5]. Следовательно, по соотношению валентных форм элементов можно определить fO . Надежным и доступным индикатором fO для магматических пород выступает соотношение Fe^{3+}/Fe^{2+} , определяющее комплекс минералогических и геохимических особенностей состава пород: магнитная восприимчивость пород (MS), состав рудного минерала (магнетит/ильменит), состав темноцветных породообразующих минералов, количество магнитной фракции. Д.М. Печерским в 1964 г. было замечено, что среди гранитов выделяются магнитные и слабо магнитные серии. В 1977 г. Ishichara для магнитных гранитов предложил термин магнетитовая серия (MS), а для немагнитных – ильменитовая серия (IS). Среди вулканических и субвулканических пород также выделяются эти серии [4, 5]. Границу между сериями каждый исследователь определял достаточно произвольно. В данном докладе приведены результаты детального изучения предварительно определенной поперечной геохимической и металлогенической зональности [6] Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП), который при ширине 200–250 км протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на 1350 км. Пояс сложен интрузивными и вулканогенными породами различного формационного состава с возрастом от раннего мела по кайнозой включительно. Опробование пород САОП проведено вдоль дорог, пересекающих пояс в субширотном направлении: 1) с. Рудная пристань – г. Спасск-Дальний, 2) с. Лидога – пос. Ванино, 3) г. Комсомольск – пос. Высокогорный – бухта Сизиман 4) г. Комсомольск – пос. Де-Кастри. Были проанализированы коллекции проб авторов из прибрежной части южного и северного Сихотэ-Алиня. Почти для всех проб методом РФА изучен петрохимический состав магматических пород, определены содержания редких и редкоземельных элементов (ICP – метод), на растровом электронном микроскопе проанализированы темноцветные породообразующие минералы и акцессорный рудный минерал. Осевую зону САОП протяженностью 700 км образуют породы IS , характеризующиеся незначительными, следовыми содержаниями рудного минерала (ильменит и магнетит), низкой MS , повышенной железистостью биотита и роговой обманки, резким преобладанием в составе пород минералов с закисной формой железа. С востока и запада ильменитовая зона обрамляется магматитами MS с весовыми содержаниями рудного минерала (магнетит, реже ильменит), высокой MS . Биотит и роговая обманка в породах MS отличаются пониженным содержанием железа. Восточная граница пород MS и IS разделяет субпараллельно береговой линии Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и пространственно связанные с ним интрузивные породы вне зависимости от их возраста и петрохимического состава. Западная граница, там, где она не перекрыта кайнозойскими базальтами, контролируется разломной тектоникой. На севере пояса замыкание зоны магматических пород IS произошло на широте г. Комсомольска. Здесь имеются наблюдения, когда граница IS и MS пересекает отдельно взятые гранитоидные плуто-

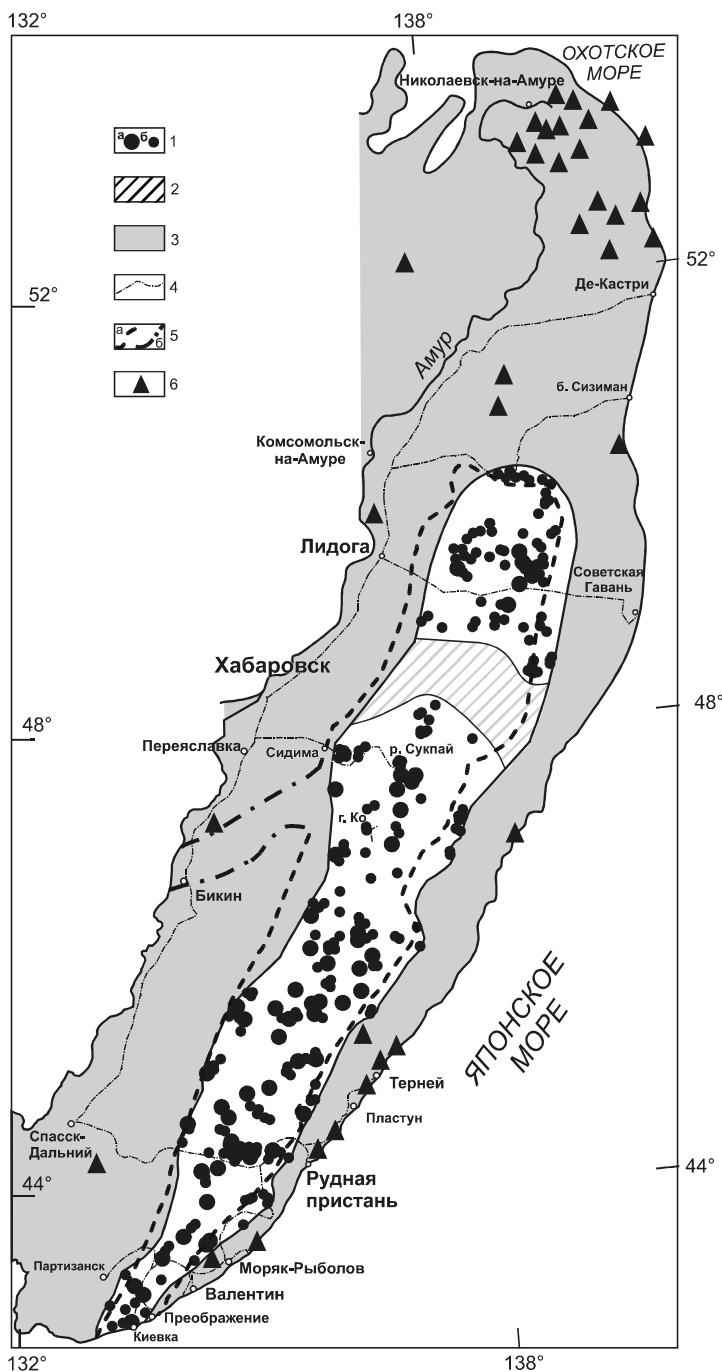


Рис. Схема распределения пород магнетитовой и ильменитовой серий с элементами металлогении и схемой опробования.

1 – область преимущественного распространения пород ИС с месторождениями (а) и проявлениями (б) Sn и Sn-W; 2 – область с промежуточными характеристиками окислительных условий (?) с медно-порфировыми и Au-Ag рудопроявлениями; 3 – область преимущественного распространения пород МС специализированная на Au-Ag эпитермальные и Cu (Mo) порфировые месторождения и проявления; 4 – линии опробования магматических пород; 5 – граница ИС и МС магматических пород (а) и предполагаемое Бикинское продолжение ильменитовой зоны, образованной Хунгарийскими гранитами S-типа (б); 6 – залежи высокоглиноземистых вторичных кварцитов.

ны. Показателен в этом отношении Аксакинский массив однотипных светло-розовых крупнозернистых лейкократовых гранитов. Северный фланг массива образован породами МС с высоким содержанием магнетита и высокой MS, а южная основная часть массива сложена такими же лейкократовыми гранитами, но лишенными магнетита. Переход от пород ИС к МС постепенный, ширина первые сотни метров. С магматическими породами Сихотэ-Алиньского орогенного пояса пространственно и во времени связаны многочисленные гидротермальные проявления и месторождения различных металлов. На рис. оконтурены все проявления и месторождения олова и вольфрама, плотность их оказалась достаточно высокой, поэтому уверенно выделилась внешняя граница, за пределами которой проявления литофильной минерализации отсутствуют полностью.

Олово-вольфрамовая зона образует полосу протяженностью 700 км при ширине до 200 км в осевой части Сихотэ-Алиньского свода, контур ее практически полностью совпадает с границей распространения магматических пород ИС. Следует отметить, что на широте 48° – $48^{\circ}40'$ выделяется поперечная зона, полностью лишенная оловорудной минерализации, с многочисленными проявлениями медно-порфинового типа минерализации, а также золото-серебряные эпitherмальные проявления адуляр-гидрослюдистого типа [3]. С породами МС, обрамляющими с востока и запада зону распространения пород ИС, пространственно и во времени сопряжены многочисленные золотосеребряные месторождения и проявления, а также проявления молибдена, полиметаллов и проявления медно-порфинового типа. Окислительные условия в определенной мере контролируют характер площадных гидротермальных изменений пород. Для зоны распространения пород ИС наиболее типичны площадная биотитизация и среднетемпературные эпидотовые пропилиты. Для распространения пород МС обычны площадная пропилитизация (хлорит-карбонатная фация) и площадная цеолитизация. Многочисленные выходы в Сихотэ-Алине высокоглиноземистых вторичных кварцитов – исключительная принадлежность распространения пород МС. Приведенные данные показывают, что окислительно-восстановительный режим – это лишь фон, на котором происходит образование магматических пород, он определяет валентное состояние поливалентных элементов, а отсюда и определенные минералогические особенности магматических пород и их металлогеническую специализацию. Однако от окислительных условий не зависит пространственное распределение магматических образований, их фациальный состав (глубина кристаллизации и связанная с ней степень кристалличности), щелочность, глиноземистость и кислотность магматических пород.

Литература

1. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Кравчук И.Ф., Луканин О.А. Малинин С.Д., Шилюбеева С.Н. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. М.: Наука, 1991. 256 с.
2. Кадик А.А. Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия. 2003. № 9. С. 928–940.
3. Минина О.В., Мигачёв И.Ф., Звездов В.С. Прогнозно-металлогеническое районирование южной части Дальневосточного региона на медно-порфировое оруденение // Отечественная геология. 2019. № 1. С. 35–49.
4. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
5. Мишин Л.Ф., Петухова Л.Л. Окисленность железа как показатель металлогенической специализации вулканоплутонических комплексов на примере Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1990. Т. 9, № 3. С. 69–77.
6. Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.

А.Г. Мочалов

РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНЫ ЩЕЛОЧНО-
УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА КОНДЁР: ОСОБЕННОСТИ ОНТОГЕНИИ И
ГЕНЕЗИСА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

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

В россыпных месторождениях платиновых металлов существенная доля зёрен минералов платиновой группы (МПП) принадлежит фракции более 0.1 мм; в коренном залегании такие зёрна принято называть *россыпнеобразующими*. Из всего многообразия МПП хорошо окристаллизованные индивиды и агрегаты достигают размеров 1 см и более и массы свыше 1 г только у минералов группы самородной платины, и очень редко у минералов групп самородного осмия и самородного иридия, звягинцевита – Pd_3Pb и спериллита – $PtAs_2$. Группа самородной платины главным образом представлена интерметаллидами платины и железа: это изоферроплатина – Pt_3Fe (кубическая сингония, – пространственная группа $Pm-3m$), тетраферроплатина – $PtFe$, туламинит – Pt_2FeCu , ферроникельплатина – Pt_2FeNi (все принадлежат к тетрагональной сингонии, $P4/mmm$) и собственно самородная платина – неупорядоченный твердый раствор (Pt, Fe) (кубическая сингония, $Fm-3m$). Установлено, что среди россыпнеобразующих МПП группы самородной платины (РМП) наибольшим распространением пользуются изоферроплатина или же криптоагрегаты (сростки с визуально неразличимыми индивидами) изоферроплатины с тетраферроплатиной или изоферроплатины с самородной платиной, а подчиненное значение занимает самородная платина. Иногда РМП образуют самородки – от десятков граммов до килограмма, и очень редко до нескольких килограммов.

В геологическом строении массива Кондёр принимают участие дуниты, верлиты, пироксениты, косьвиты, горнблендиты, габбро, щелочные пегматиты, щелочные сиениты, монцодиориты и субщелочные граниты. Все магматические породы прорывают кристаллические образования архейского и терригенные породы протерозойского возраста и в плане формируют единую кольцевую структуру с центральным дунитовым «ядром», диаметр которого ~5.5 км. Дуниты – это наиболее ранние породы массива. Под влиянием ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных интрузий кумулятивное дунитовое «ядро» подверглось синмагматической рекристаллизации, перекристаллизации и метасоматическому преобразованию. Это выразилось, с одной стороны, в широком распространении различных фациальных разновидностей дунитов и метасоматитов, и, с другой стороны, в формирование пяти самостоятельных минералого-геохимических и генетических типов МПП. В россыпных и коренных месторождениях Кондёра на сегодня установлен 91 вид МПП. Главными МПП всех россыпнеобразующих типов объектов здесь является РМП.

1. *Магматогенный платиновый тип (Pt-min)* формируется в условиях моноциклического петрогенезиса хромшпинелид–оливиновых и оливин–клинопироксеновых кумулятов в «канал–камере» в процессе дифференциации проходящей пикритовой магмы.

2. *Магматогенно–флюидно–метасоматический Pt-min* образуется при взаимодействии ранних дунитовых кумулятов с пикритовой магмой. В ходе геологической съёмки 1:10000 масштаба на Кондёре (Емельяненко и др., 1991 г.) обнаружено, что средние содержания Pt несколько увеличиваются (на десятки мг/т) в эндоконтакте среднезернистых порфиroidных дунитов, местами перекристаллизованных в крупнозернистые

«черные» разности (черный цвет дунитов обусловлен микронной вкрапленностью в оливине ламелл хромшпинелидов, магнетита и клинопироксена), с поздними мелкозернистыми дунитами. В этой кольцевой зоне МПГ в основном представлены тонкой фракцией – < 0.25 мм, химический состав изоферроплатины из нескольких бороздовых проб приведен в таблице. Такие составы изоферроплатины типичны как для *магматогенного*, так и для *магматогенно-флюидно-метасоматического Pt-типов*. В магматических дунитах развиты рассеянные микронные и россыпеобразующие (фракции – < 0.25 мм) МПГ *Pt-muna*.

3. *Магматогенно-флюидно-метасоматический осмисто-платиновый тип (Pt>Os-mun)*. В магматических прожилках и шлирах клинопироксенитов в дунитах наблюдаются образования РМП (табл.) с самородным осмием. Кроме того, в клинопироксенитах встречаются РМП с многочисленными включениями самородного иридия – (Ir, Os, Pt). Агрегат совместного роста РМП, диопсида и самородного иридия находится

Таблица. Средние химические составы изоферроплатины (в мас.%)

Тип	n	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма
I	16	87.75	0.37	0.24	0.04	1.08	0.70	8.43	0.07	0.74	99.42
II	21	89.27	0.35	0.37	0.04	1.12	0.97	6.70	0.06	0.81	99.69
III	37	86.66	2.25	0.29	0.05	0.48	0.22	8.89	0.16	0.70	99.70
IV (1)	47	89.47	0.00	0.01	0.03	0.60	0.76	8.38	0.01	0.74	100.00
IV (2)	27	88.89	0.00	0.02	0.01	0.63	1.13	8.59	0.09	0.62	99.98

Примечание. I – Pt-тип из бороздовых проб мелкозернистых дунитов левого склона руч. Лев. Бегун; II – Pt > Os-тип элювий склонов долины ручьев Аппендикс и Трехглавый; III – Pt>Ir-тип из небольших шлиров хромшпинелидов правого склона р. Кондёр между ручьями Аппен-дикс и Трехглавый, IV – Pt > Pd-тип: элювий склонов ручьев Аномальный, Трезубец и Прямой: (1) – кристаллы, (2) – двойники, n – число химических анализов.

в сростании с реликтовым (ранним) форстеритом. Если принять во внимание, что часть псевдоморфоз растворения по прото-агрегатам МПГ дунитов находится в экзоконтактах тел клинопироксенитов, то можно предположить, что доля растворенных элементов платиновой группы (ЭПГ) улавливается ультраосновным расплавом, из которого и кристаллизовались эти клинопироксениты с МПГ *Pt > Os-muna*. Легкоподвижные в газовых соединениях Os и Ir были сконцентрированы «корольком» платины и железа (РМП) в процессе магматической кристаллизации клинопироксенитов. В то же время, в клинопироксенитах происходит разделение легколетучего Os и менее летучего Ir. Выделения самородного иридия наблюдаются ближе к обособлениям МПГ более ранних генераций. В целом РМП *Pt > Os-muna* образуют агрегаты в межзерновом пространстве диопсида клинопироксенитов, о чем свидетельствует их ксеноморфные формы. Похожие сростания самородного осмия с РМП обнаружены в массиве Кондёр в мелкозернистых дунитах вблизи контактов с ранними светлыми средне-, крупнозернистыми и «черными» пегматоидными дунитами. Весьма вероятно, что образование РМП *Pt > Os-muna* в эндоконтактах мелкозернистых дунитов происходило за счет перехода Os в поздний пикритовый расплав из минералов МПГ ранних дунитов. Об этом свидетельствуют псевдоморфозы по МПГ в экзоконтактах мелкозернистых дунитов. Таким образом, механизм образования РМП *Pt > Os-muna* в поздних мелкозернистых дунитах такой же, как и в клинопироксенитах.

4. Флюидно-метаморфогенный иридисто-платиновый тун ($Pt > Ir$ -тун). Образование МПГ $Pt > Ir$ -туна происходит в результате синмагматической рекристаллизации дунитовых кумулятов и преобразования МПГ Pt -тунов в $Pt > Ir$ -тун. В массиве Кондёр РМП $Pt > Ir$ -туна (табл.) сосредоточены как в межзерновом пространстве рекристаллизованных светлых дунитов, так и в шлирах и жильных скоплениях хромититов. Зарождение будущих скоплений хромшпинелидов и тел хромититов осуществлялось по механизму, впервые описанному в массиве Кондёр П.Я. Ярошем и Е.П. Царицыным (1976, 1980). При рекристаллизации «черных» дунитов в пространство между зёрнами раздробленного форстерита попадает существенное количество хромшпинелидов, магнетита и клинопироксенов и МПГ Pt -туна. Все эти минералы частично или полностью растворяются, и мобилизованные Cr, Fe, Mg, Ca, ЭПГ и другие элементы доставляются флюидом в интерстициальное пространство (полости). В результате образуются отдельные индивиды, шлировые скопления и жильные тела, относимые к новообразованному парагенезису МПГ $Pt > Ir$ туна, хромшпинелида, клинопироксена, амфибола, серпентина, хлорита и ряда других минералов. Эти продукты грануломорфного роста в межзерновом пространстве оливина дунитов иногда образуют самородки размером до 10 см и весом более 3 кг.

5. Магматогенно-флюидно-метасоматический палладисто-платиновый тун ($Pt > Pd$ -тун). $Pt > Pd$ -тун распространен в целой серии метасоматитов по дунитам: хромититов, клинопироксенитов, апатит-титаномagnetит-биотитовых клинопироксенитов, амфиболитов, цеолитовых пород и серпентинитов. Для $Pt > Pd$ типа характерны кристаллы изоферроплатины (табл.), редко - значительные по размеру кристаллы звягинцевита и сперрилита, относительно крупные выделения куперита, изомертиита, скергаардита, стибипалладинита, тетраауракуприда, аурикуприда, самородных золота и меди с примесями ЭПГ. Широко распространены различные псевдоморфозы. На данный момент очевидны следующие особенности РМП $Pt > Pd$ -туна. (1) Здесь распространены различные псевдоморфозы по РМП всех минералого-геохимических типов включая ранее образованные кристаллы и их сростки МПГ $Pt > Pd$ -туна. Среди них можно выделить несколько типов: 1) пористые псевдоморфозы растворения; 2) псевдоморфозы замещения ранних РМП агрегатами изоферроплатины, тетраферроплатины, туламинита, сперрилита, куперита и других МПГ; 3) полистадийные псевдоморфозы – продукты последующего замещения более поздними МПГ пористых псевдоморфоз растворения и псевдоморфоз замещения. Пористые псевдоморфозы растворения, как правило, при этом преобразуются в кристаллы платины и их агрегаты или же в каймы агрегатов сперрилита, куперита или туламинита. (2) Распространены здесь кристаллы и их сростки РМП. Это самая примечательная особенность развитие кубических кристаллов, чаще всего сдвойникованных РМП (табл.), среди которых – крупнейшие в мире ограненные кристаллы изоферроплатины. (3) В химическом составе РМП здесь важна примесь Pd и отсутствуют примеси Ir, Os и Ru (табл.). Вместе с РМП в незначительных количествах встречаются минералы Pd и Au. Таким образом, образование РМП $Pt > Pd$ -туна в целом является результатом полициклического метасоматического изменения МПГ ранних минералого-геохимических типов, что, в частности, зафиксировано псевдоморфозами.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 18-05-00718-а.

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

СКЛАДЧАТОСТЬ ПРИМОРЬЯ КАК ПРИОРИТЕТНЫЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ
ФАКТОР

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Динамическая тектоника разрывов и складок организует нетектонические факторы минерогенеза. Весомая, но не всегда замечаемая, роль в этом принадлежит складчатости, многократно меняющей (резко и плавно) свой знак открытой системы на закрытую (рассеивающей на концентрирующую) и наоборот. Складчатостью структурируются интрузивы и рудопроявления (рис. 1), необходимость всестороннего исследования этих событий очевидна.

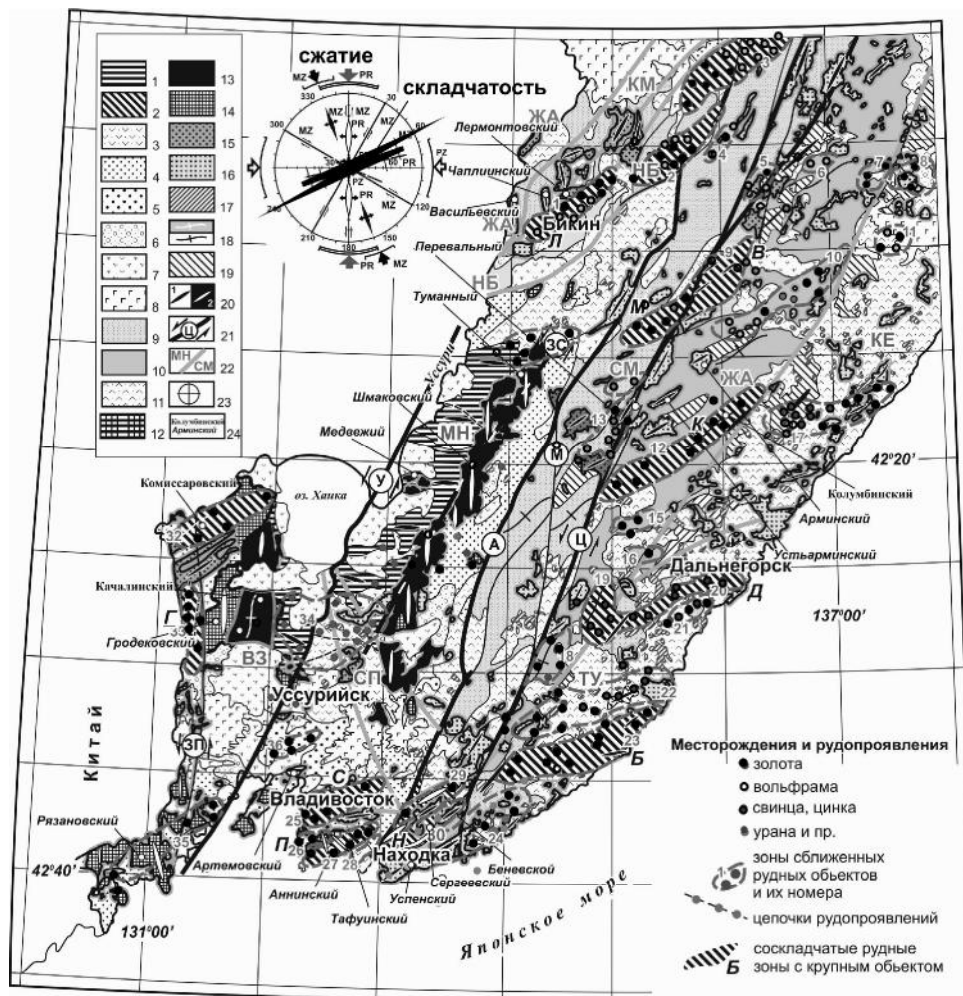


Рис. 1. Совмещенная с геокартой Приморья (2006) складчатая зональность золота и вольфрама. 1–17 главные структурно-вещественные комплексы (с названиями интрузивов).

Складчатость наблюдалась при геологическом доизучении 1: 200 000 масштаба (ГДП-200, около 20 листов, картах и разрезах рудых и нерудных месторождений).

В основу модели складкообразования за счет коробления и латерального сжатия [2, 3, 4] лег мезозойско-кайнозойский план складчатых деформаций (рис. 1, 2, 3А, Б). Коробление – хрупко-пластическое смятие за счет единой системы сопряженных сколов – встречных надвигов-взбросов и пликативов при латеральном сжатии. Этот комплекс обеспечивает деформирование среды, энергогенерацию, высвобождение связанного - и подток ювенильного вещества, залечивающего ранние деформации, тем самым создающего новые формации. Разуплотнения в антиформах стали пространством гранитизации и оруденения, а синформы (прогибы) накапливали осадочные и (или) эффузивные образования. Линейность неоднородности коры, визуализируемая геофизически (рис. 3Б, В) и геохимически свидетельствует о широком участии в складчатости сколовых систем и короблении в т.ч., и глубокой коры. На любых масштабных уровнях, от региона до месторождения, с вергентностью складок согласуется направление нарастания плотности в магнитных и гравитационных аномалиях [4].

Приоритетность складчатой тектоники над вещественными минерагеническими факторами кроме геофизики показывает анализ карт золото- и вольфрамоносности ($K_{1,Al}-K_{2,S}$), месторождений и рудопоявления, в частности где очевидна соскладчатая позиция. Здесь пронумерованы зоны минерализации, все они соскладчатые (рис. 1), наиболее значимые из них обозначены буквами. Детальное изучение 8-ми порядковой складчатости зоны Колумбинской (К) на месторождении Глухом-Встречном показало, что зона, сложенная кремнистыми флишоидами J_3-K_1 , (превращенными затем в режиме

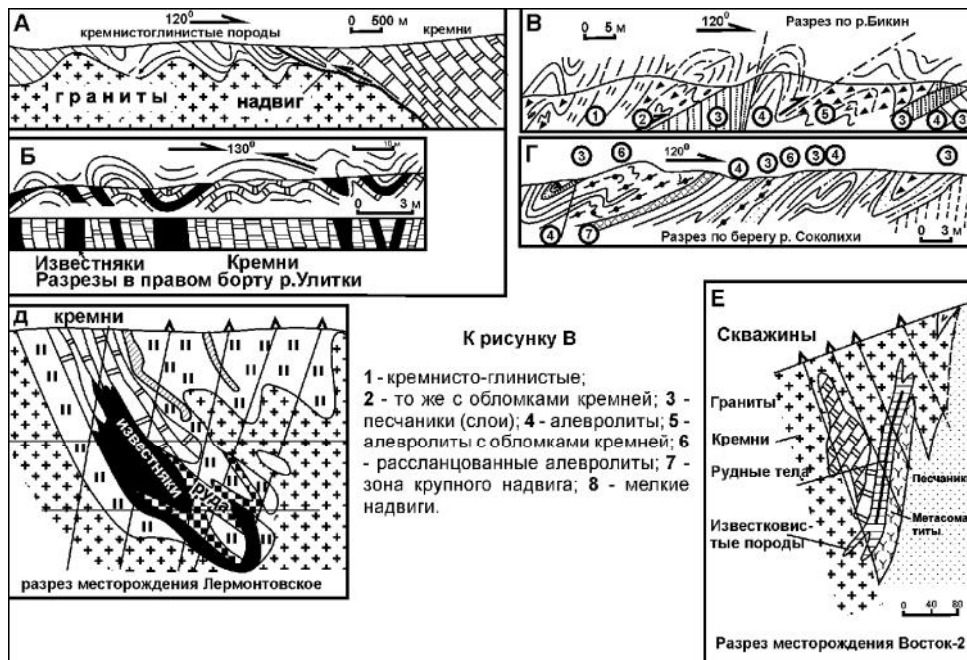


Рис. 2. Зеркальная вергентность складчатости в Нижне-Бикинском (А, Б, Д), Амбинском (В, Г, Е) фрагментах юрской призмы.

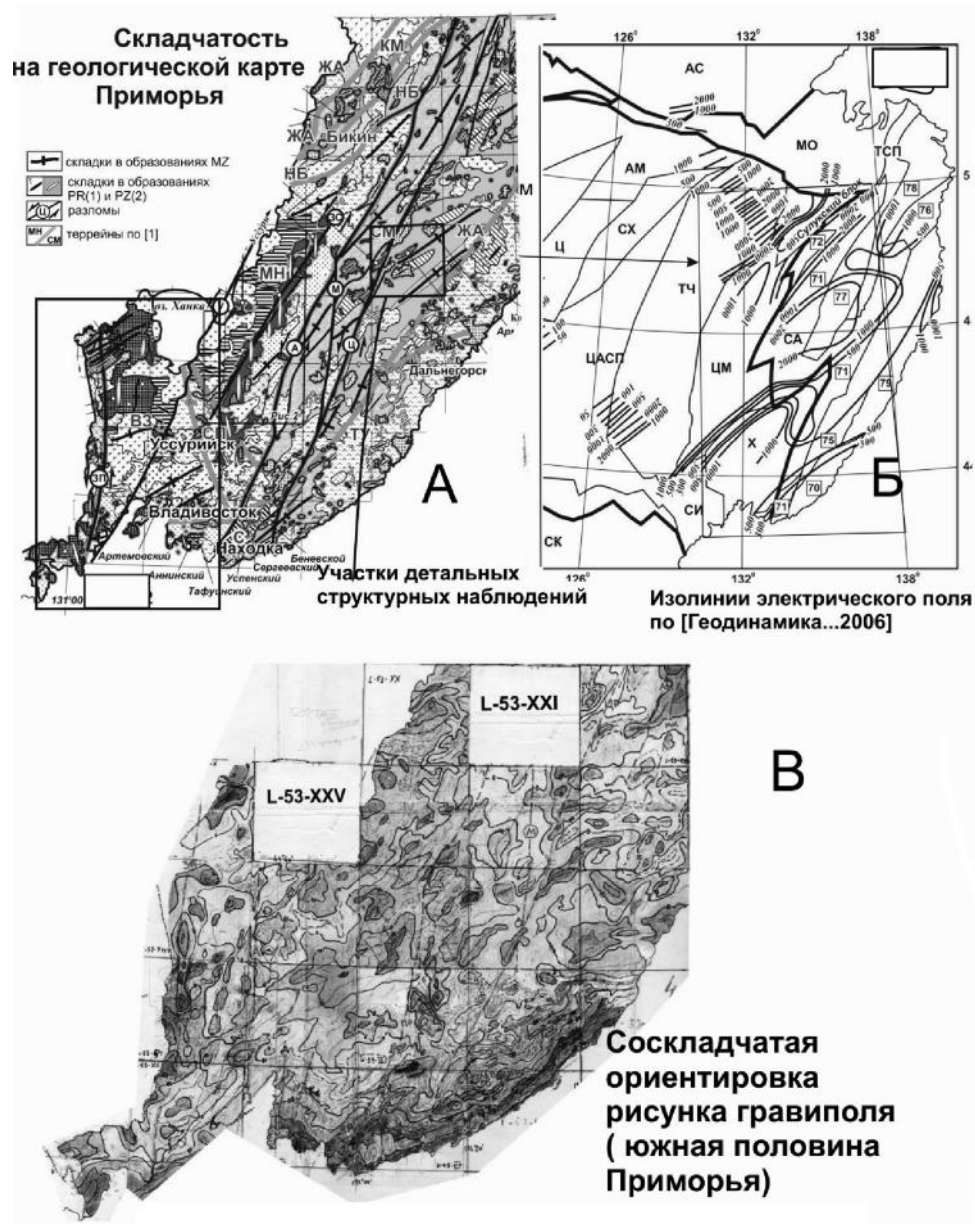


Рис. 3. Критерии квазискладчатой неоднородной коры.

сплющивания в черносланцевые), представляет собой «выжатую, Ω -образную» антиформу, ограниченную снизу расходящимися надвигами и пронизанную оруденелым кливажом осевой поверхности. Особо отметим, в осевой части свода сосредоточены все проявления Благодатненского золотого ареала и мелкие кислые интрузивы. Еще один знаковый момент, подтверждающий приоритетность складчатости, состоит в том, что

в приосевой части Колумбинского свода, так же, как и мелкие складки 4–5-го порядков, ориентированы и, главное, «вергентны» асимметричные «надсульфидные» аномалии ρ -кажущегося. Это подтверждается в срезах вергентной антиформной конструкцией зон Лермонтовской (Л) и Восток (В) (рис. 2). Но и здесь ярко обозначена и хорошо видна ее роль в контроле оруденения. Причем в зонах структура рудных участков также подчинена динамике латерального коробления. Поэтому В, К, Л говорят, что и остальные зоны есть пологие разуплотненные (вбирающие мобильное вещество) ядра антиформ со своей инфраструктурой, требующей дальнейшего изучения.

На основании сказанного структурирование среды нельзя не рассматривать как динамо-тектонический алгоритм генерации, мобилизации и стабилизации эндогенного вещества. Складчатость при этом выступает одним из приоритетных минералогических факторов.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. (Ред. А.И. Ханчук). (2006) Владивосток: Дальнаука, 572 с.
2. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Гранитообразование в континентальной коре: динамика тектонического позиционирования и структурирования интрузивов (на примере Приморья) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. № 23. С. 121–138.
3. Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П. Сихотэ-Алинская складчатая система: общие особенности строения и некоторые аспекты контроля золотого оруденения (на примере Центрального Сихотэ-Алиня) (часть вторая) // Вестник КРАУНЦ Науки о Земле. 2018. № 3. Вып. 39. С. 74–89.
4. Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П. Складчатые структуры Приморья в физических полях и модель коробления коры: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. ДВГИ ДВО РАН, 17–23 сентября 2018 г. Владивосток, С. 128–133.

В.Г. Невструев**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОИДОВ НА МАЛОМ ХИНГАНЕ (РОССИЯ)**

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

Выявленная платиноносность флюидолитов в зонах локализации железо-марганцевых руд Малого Хингана на территории России требуют пересмотра традиционных взглядов на геологическое строение и геодинамику региона. Представления об осадочном генезисе железо-марганцевой минерализации, существующие с начала прошлого века, находятся в явном противоречии с минералого-геохимическими данными, полученными в результате исследований в рамках реализации программы поисков нетрадиционных источников благородных металлов.

В коренных породах и рудах месторождения Поперечного установлены концентрации платиноидов и золота, представляющие промышленный интерес. Платиноидная минерализация преимущественно приурочена к флюидолитам. Минералы группы платины представлены в основном изоферроплатиной в ассоциации с самородными осмием, иридием, редко, высокопробным золотом, сульфидами рядов ирарсит-холингвортит и лаурит-эрлихманит [6].

Металлогеническая позиция малохинганской рудной зоны определяется приуроченностью к субмеридиональной Буреино-Цзямуси-Ханкайской минерагенической провинции, протягивающейся от юга Приморского края до Алдано-Становой системы на севере, со смещением Ханкайского блока по Дуньхуа-Мишаньскому (Алчанскому) разлому. Рудоконтролирующей структурой являются Муданьдзьянский на территории Китая и его продолжение на территории Приамурья – Тукурингрский разломы, которые с запада ограничивают композитный Бурей-Цзямуси-Ханкайский массив. Более рудоносной считается Муданьдзьянская ветвь, что, возможно, связано с более детальными исследованиями на территории Китая.

Формирование Цзямуси-Бурей-Ханкайского композитного террейна (ЦБХ) и его металлогения тесно связаны с тектоникой и эволюцией Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАОП). Тем не менее, вопросы истории геодинамического развития пояса и отдельных его частей в значительной мере остаются дискуссионными. Некоторыми исследователями ЦБХ включается в состав ЦАОП в виде разобщенных микроконтинентов [11]. При этом, на ранних стадиях изучения они считались фрагментами блока Сунляо. В последнее десятилетие на основе сравнения прецезионных данных о возрасте различных комплексов пород обосновывается утверждение, что микроконтиненты, слагающие ЦБХ, являются частью суперконтинента Гондваны. В соответствии с этими подходами рассматривается и тектоническая позиция террейна в процессе закрытия Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов.

В мезозое тектоника и геодинамика восточной окраины ЦАОП определялась процессами субдукции плиты Изанаги (Палеотихоокеанской плиты по другим авторам) под Евро-Азиатский континент и Северо-Китайский Кратон. Движение плиты Изанаги в запад-юго-западном направлении сопровождалось аккрецией ЦБХ к Амурской плите. Время аккреции определяется как поздняя юра – ранний мел [9].

Согласно современным сейсмическим томографическим моделям субдукционный желоб плиты Изагаги проходил в субмеридиональном направлении около меридиана 142° [12], что совпадает с восточной окраиной ЦБХ в раннемеловое время [9].

При скорости движения плиты Изагаги 3 см/год [12] и угле наклона слэба $45\text{--}50^\circ$ достижение слэбом транзитной зоны (400–600 км) произошло за время около 30 млн. лет (середина раннего мела). По параллели 48° достижение транзитной зоны и начало стагнации слэба соответствует меридиану 131° , вдоль которого и расположены железо-марганцевые и другие рудные месторождения Малого Хингана. Висячем боку слэба сформировался «большой астеносферный клин» [15], повлекший за собой уменьшение мощности литосферы, фиксирующейся в гравитационных полях [10] и на геоэлектрических разрезах [5]. Наряду с региональными полями низкого сопротивления на глубинах до 100 км выявлены узкие столбообразные зоны низкого сопротивления, достигающие приповерхностного слоя.

К началу позднего мела (~100 млн лет) транзитная зона слэба Изагаги достигает пограничной ступени мощностей литосферной плиты (NSGL по [10]), которая, видимо, резко ограничивает его продвижение в западном направлении. Это приводит к «закручиванию» слэба и началу его погружения в мантию. К 60 млн лет он опускается на глубину более 1000 км [12]. Ограничение движения слэба привело к замедлению скорости его движения в транзитной зоне, а при сохранении скорости в фронтальной части зоны поддвига это влекло за собой нарастание давления. Эти факторы влекли за собой увеличение температуры флюидов и нарастание скорости деструктивных процессов с формированием трансформных и латеральных разрывов слэба (слэб-виндоу). В итоге формируются зоны тектонических нарушений, трассирующих эти разрывы в верхние слои литосферы. Современные сейсмологические исследования показывают, что системы нарушений, пересекающие крупные тектонические структуры, в том числе ЦБХ, смещают и границу Мохо, то есть глубина сместителя превышает 50 км [14].

Стагнация и деструкция слэба Изагаги, согласно современным моделям, завершилась практически полной деструкцией слэба в палеогене (модель 40 млн. лет назад, по [12]). При сейсмическом моделировании фрагменты слэба прослеживаются до настоящего времени. Зона начала деструкции слэба плиты Изагаги фиксируется областью сейсмической активности [4, 7], с которой совпадают не только упомянутые выше минеральные месторождения мелового возраста, но и современные месторождения и проявления минеральных вод (Кульдурское, Бираканское и др.).

Трансформные разломы и слэб-виндоу служили каналами проникновения астеносферных флюидов в верхние слои литосферы [8, 15]. В результате на границе нижней коры и мантии формировались бимодальные расплавы с последующей крystalлизационной дифференциацией. В результате подъема расплавов по Илань-Итуньской и Хингано-Амгуньской зонам трансформных разломов формировались плутоногенно-вулканогенные магматические комплексы ильменитовой серии, с которыми связаны месторождения и проявления олова (Хинганское и Баджальское рудные поля, Верхне-Биджанское олово-полиметаллическое проявление), урана (Каменушинское, Ласточка) и ряд других. Латеральные разрывы слэба в пределах Кимканского прогиба ЦБХ трассируются субмеридиональными Самарским, Левопомпеевским и Леводитурским тектоническими нарушениями. С Самарским и Левопомпеевским тектоническими нарушениями связано формирование железо-марганцевой, магнезиальной, урановой, графитовой, золотоносной, с последующим формированием россыпей, и недавно выявленной платиноидной

минерализации. К более крупному Леводитурскому тектоническому нарушению, тяготеют бериллиеносные гранитные пегматиты и Преображенское месторождение бериллия с телами фенакит-флюоритового типа, сложенных альбит-слюдяными метасоматитами среди биотит-роговообманковых гранодиоритов мелового (?) возраста. Следует отметить, что месторождения, связанные с трансформными и латеральными разломами, практически все содержат минералы фтора (преимущественно флюорит), что свидетельствует о глубинном источнике минерализации [1, 2, 3].

Литература

1. Алексеев В.И. __Литий-фтористые граниты Дальнего Востока (петрология, минералогия, рудоносность): Дис. ... док-ра. геол.-минер.наук. Санкт-Петербург, 2015. 433 с.
2. Булнаев К.Б. Источник фтора эпитермальных флюоритовых месторождений, характер его эволюции // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 5. С. 85–94.
3. Гребенников А.В. Граниты А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
4. Диденко А.Н., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В., Архипов М.В. Формализованный анализ коровой сейсмичности Сихотэ-Алиньского орогена и прилегающих территорий // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 2. С. 58–69.
5. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 629–647.
6. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Саксин Б.Г. Новый тип благороднометалльной минерализации в флюидолитах месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 1. С. 53–63.
7. Сафонов Д. А. Сейсмическая активность Приамурья и Приморья // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2, № 2. С. 104–115.
8. Ханчук А.И., Гребенников А.В, Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–37.
9. Kemkin I.V., Khanchuk A.I. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // Journal of Geodynamics. 2016. N 102. P. 202–230.
10. Ma J., Tian Y., Liu C., Zhao D.g, Feng X., Zhu H. P-wave tomography of Northeast Asia: Constraints on the western Pacific plate subduction and mantle dynamics // Physics of the Earth and Planetary Interiors (2018) N 274. P. 105–126.
11. Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research. 2017. N 50. P. 167–194.
12. Seton, M., N. Flament, J. Whittaker, Müller R. D., Gurnis M., and Bower D. J. Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 million years ago // Geophys. Res. 2015. Lett. 42. P. 1–9. doi:10.1002/2015GL063057
13. Shevchenko B.F., Popoko L.I., Didenko A.N.. Tectonics and evolution of the lithosphere of the eastern fragment of the MongolOkhotsk orogenic belt. Geodynamics & Tectonophysics 2014. 5 (3), 667–682. doi:10.5800/GT2014530148.
14. Xu M., Li Y., Hou H., Wang C., i Gao R., Wang H., Han Z., Zhou A. Structural characteristics of the Yilan–Yitong and Dunhua–Mishan faults as northern extensions of the Tancheng–Lujiang Fault Zone: New deep seismic reflection results // Tectonophysics. 2017. N 706–707. P. 35–45.
15. Zhao D., Pirajno F., Dobretsov N.L., Liu L. Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions // Russian Geology and Geophysics. 2010. N 51. P. 925–938.

Е.В. Нигай

ЗОЛОТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ВОСТОЧНОГО И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

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

Разновозрастные золотоносные коры выветривания (КВ) широко распространены в пределах Дальнего Востока, в т. ч. в Амурской области [3, 6], Хабаровском крае [5], ЕАО [4]. В Западно-Сихотэ-Алинском золотоносном районе и северо-восточном обрамлении Средне-Амурской впадины они представлены площадными, линейно-площадными и линейными морфологическими типами. По вещественному составу это в основном гидрослюдисто-каолининовые, каолинит-монтмориллонитовые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые КВ [5].

В зоне сочленения низкогорного предгорья складчатых сооружений Западного Сихотэ-Алиня с холмисто-увалистым рельефом восточного и северного обрамления Средне-Амурской впадины по результатам палеогеоморфологических исследований 2001–2002 гг. и данным по металлическим полезным ископаемым нами были выделены участки, перспективные на выявление золотоносных кор выветривания. Участки занимают пологие выровненные формы рельефа со сформированными и формирующимися поверхностями выравнивания низкого гипсометрического уровня. К первоочередным объектам для проведения поисково-разведочных работ на месторождения россыпного золота формации кор выветривания нами были отнесены Мухенская, Анаджаканская и Болоньско-Малмыжская площади [5]. Обоснованием для выделения этих участков является относительно хорошая сохранность линейно-площадных кор выветривания - на поверхностях выравнивания 100–160, 180–200 и 400–410 м уровней, особенно вблизи сгущения зон разрывных нарушений и разгрузки подземных вод. При этом учитывались данные по металлоносности этих площадей, отмеченные на Государственных геологических картах и картах полезных ископаемых масштабов 1:1 000 000 и 1: 200 000.

Проведенные ДВИМСом полевые заверочные работы в 2002 г. на Мухенской золотоносной площади (участок Ручей Рыбачий) привели к положительному результату. На этой площади в верховьях руч. Рыбачий была прослежена и вскрыта шурфами линейно-площадная кора выветривания площадью 0.45×2.2 км² и мощностью от 0.5–1.0 м до 15–20 м [5].

О высоком потенциале золотоносности линейно-площадных кор выветривания в Западно-Сихотэ-Алинском золотоносном районе, где участками сохранился структурный элювий гидрослюдистой глинисто-щебенистой зоны, говорит следующий факт. Домиоценовая кора выветривания в верховьях руч. Болотистого (бассейн р. Сооли, Западный Сихотэ-Алинь) была вскрыта эрозией на площади развития неогеновых базальтов, образовав при этом эрозионное окно размерами 4.0×2.5 км². Путем переотложения подбазальтовых рыхлых золотоносных отложений она перешла в элювиально-аллювиальную россыпь – крупнейшее на юге Хабаровского края золотороссыпное месторождение руч. Болотистого, из которого старательской артелью «Рос-ДВ» только в начале 2000-х годов было добыто свыше 8 т золота [5]. Месторождение сформировалось за счет перемыва больших масс элювия, золотоносность которого теснейшим образом связана с коренными источниками, в том числе с жилами и зонами благороднометал-

льной минерализации рудопроявления с одноименным названием. Накопление золота в дочетвертичной КВ в период формирования линейно-площадной коры выветривания здесь происходило за счет разрушения золото-кварцевых малосульфидных руд, ассоциирующихся с золото-висмут-теллурическим типом минерализации (по данным [1, 2, 8]).

Мухенская площадь с перспективным участком Ручей Рыбачий находится в 95 км к юго-западу от рудопоявления Болотистое, в восточном обрамлении Средне-Амурской впадины, сопряженной с центральной частью Западно-Сихотэ-Алиньской вулканогенной зоны, вблизи зоны Центрального Сихотэ-Алиньского разлома. На большие перспективы золотоносности коры выветривания, сформированной по гранитам хунгарийской серии на участке Ручей Рыбачий, указывают многие признаки. Это и развитие зон дробления, катаклаза, брекчирования, и наличие вторичного окварцевания в зоне разрывных нарушений, вблизи даек среднего и кислого составов (позднемеловых андезитов и гранит-порфиров), и наличие промышленно интересных содержаний золота в шлихах из элювия. Всюду широко проявлены зоны гидротермально-измененных пород (хлоритизация, серицитизация, аргиллизация). При проведении работ по изучению кор выветривания по позднемеловым гранитам в краевой части разрушенного базальтового покрова большой мощности (8–20 м) было установлено, что накопление золота происходило в зоне гидратации и начального выщелачивания гидрослюдисто-монтмориллонитовой коры выветривания на месте разрушенных золото-кварцевых жил рудопоявления Рыбачий. Последующее перетолжение в днище малой долины водотока 2-го порядка, впадающего в руч. Рыбачий, привело к образованию малой россыпи длиной 600 м, с мощностью золотоносного пласта 0.5–0.8 м. Промышленные содержания золота на золотоносный пласт по неопубликованным данным В.И. Савенкова составляли 1.5–4.0 г/м³. Еще в 1978 г., в процессе геологической съемки масштаба 1:50 000 в верховьях р. Мухен и р. Пунчи, на водоразделе руч. Рыбачий и р. Пунчи (оба ручья – верхние притоки р. Мухен), где сохранилась кора выветривания, приуроченная к зонам дробления, брекчирования и катаклаза горных пород, группой геологов под руководством С.Л. Штейнберга (1978 г.) были установлены вторичные литогеохимические ореолы с повышенными содержаниями золота (0.01–0.2 г/т). Отдельные шлиховые пробы из глинисто-щебенистого элювия отличались, по его наблюдениям, весовыми содержаниями металла. В них насчитывалось до 100–150 знаков мелкого золота. Золотоносная кора выветривания развита преимущественно на площадях, приуроченных к разрывным нарушениям северо-восточного простирания - в зонах брекчирования и катаклаза раннемеловых гранитов хунгарийской серии и их вторичного окварцевания и относится к линейно-площадным КВ.

Другой площадью, перспективной на выявление золотоносной коры выветривания, является *Анаджаканская площадь*. Площадь расположена в северо-восточной части Среднеамурской впадины. Процессы формирования россыпей золота по руч. Студеному и накопление в рыхлых отложениях циркона, торита, касситерита, монацита также изначально связано с процессами корообразования. Глубина распространения линейных кор выветривания в пределах этой площади по данным магнито- и электроразведки составляет от 40 до 120 м [7]. На площади развития площадной КВ была пробурена скважина глубиной 32 м, вскрывшая зону дробления с сульфидной минерализацией [7].

К востоку от Анаджаканской и также в северо-восточной части Средне-Амурской впадины размещается Болоньско-Малмыжская площадь. Она отличается большим количеством рудопоявлений Au, Ag, Cu; обилием литогеохимических потоков рассеяния металлов и повышенными их содержаниями. Сохранившиеся в северо-восточном об-

рамлении Средне-Амурской впадины рыхлые элювиальные отложения характеризуются большими мощностями – от 30 до 45 м и более.

Приведенные факты еще раз подтверждают наличие золотоносных кор выветривания и их коренных источников в предгорном восточном и северо-восточном обрамлении Средне-Амурской впадины, где наиболее перспективными участками являются Мухенская, Анаджаканская и Болоньско-Малмыжская площади. Для них характерно наличие не только литогеохимических ореолов золота и серебра с их повышенными содержаниями в пределах развития линейно-площадных КВ, но также и весового золота в шлихах из элювиально-делювиального шлейфа. Они отличаются большим количеством выхода на поверхность малых интрузий, штоков, даек, силлов; обилием зон повышенной трещиноватости горных пород, минерализованных зон дробления, катаклаза и брекчирования; зон вторичного окварцевания, хлоритизации и пропилитизации гидротермально измененных пород.

Поиски и разведка золотоносных кор выветривания, изучение их связи с коренными источниками и параметров в плане и в разрезах будут способствовать решению проблемы наращивания ресурсов рудного и россыпного золота в Хабаровском крае.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Васькин А.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 - Хабаровск. Объяснительная записка. Под ред. А.Ф. Васькина. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
2. Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация в коренных источниках и россыпях месторождения Болотистого. Хабаровский край: Дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ, 2011. 124 с.
3. Мельников В.Д., Мельников А.В., Шестаков Б.И. Золотоносность кор выветривания Амурской области. Благовещенск: АмГУ, 2006. 116 с.
4. Нигай Е.В., Журнист В.И. О постановке геолого-геоморфологических работ по изучению и картированию кор выветривания Сутаро-Биджанского золотоносного района: Материалы научно-практ. конференции. Биробиджан. 1998. С. 24–25.
5. Нигай Е.В. Золотоносные коры выветривания Дальнего Востока, проблемы их комплексного изучения и освоения: Материалы II Междунар. горно-геологич. форума, посвящ. 110-летию со дня рождения Ю.А. Билибина. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 158–162.
6. Орлова Н.И., Нечипасенко Е.Ю., Васильев Е.А., Дербeko И.М. Анализ кор выветривания Амурской области в связи с прогнозной оценкой перспектив выявления золотых россыпей // Россыпные месторождения кор выветривания - объект инвестиций на современном этапе (Тез. докл.). М.: 1994. С. 154–156.
7. Пляскин В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Анаджаканского рудного узла. Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических исследований масштаба 1:25 000 на южных флангах Комсомольского рудного района в 1982–1987 г.г. Хабаровск: ТФГИ, 1988.
8. Погадаев В.Ф., Дымович В.А. Отчет о результатах поисковых работ на участке Болотистый в бассейне верхнего течения р. Сооли (Верхне-Соолийский отряд, 1980–1981 гг.). Хабаровск: ТФГИ, 1981.

Е.В. Нигай, В.А. Гурьянов

**К ВОПРОСУ О ЗОЛОТОНОСНОСТИ ДИОРИТОВ РАННЕМЕЛОВОГО
ИОРОХАНСКОГО КОМПЛЕКСА (БУРЕИНСКИЙ МАССИВ)**

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

Цель исследований – анализ собранных и собственных материалов по иороханскому магматизму и золотоносности, связанной с ним; выяснение геологических и петролого-геохимических особенностей интрузивных образований иороханского комплекса в свете новых данных. В качестве основного объекта исследований были выбраны интрузивные и субвулканические тела диоритоидов и вулканитов многофазного раннемелового иороханского комплекса, слагающие Нонинское интрузивно-купольное поднятие (до исследований С.Н. Добкина четыре фазы внедрения пород этого комплекса не выделялись).

По данным современных Госгеолкарт-1000/3 третьего поколения и Госгеолкарт-200 второго издания раннемеловые интрузивные образования иороханского комплекса прослеживаются в субмеридиональном и северо-северо-восточном (ССВ) направлениях: от территории КНР они распространяются в пределы Малохинганского и Туранского блоков Буреинского массива. Континентальные вулканоструктуры и ареалы сопряжённых с ними иороханских интрузивов раннемелового возраста, отделённые от структур Сихотэ-Алинского орогенного пояса зоной пониженной магматической активности, включаются в состав Восточно-Буреинской вулканоплутонической зоны. В то же время обширный интенсивный минимум гравитационного поля в восточной части Буреинского массива, охватывающий ареалы даек иороханских магматитов, отражает область разуплотнения земной коры. Многочисленные дайковые тела иороханского комплекса в полях развития более древних пород дают основание связывать формирование этой области разуплотнения с крупными массивами гранитоидов, кровля которых по данным геоплотностного моделирования [1, 2] фиксируется в интервалах глубин от 1.5 до 14.0 км.

Наиболее детально исследована Нонинская интрузивно-купольная структура (ИКС), площадью 7×9 км², вмещающая золоторудное месторождение Нони, 2 проявления золота и 5 отработанных золотоносных россыпей [1, 2, 4]. Силлы, штоки и дайки, сложенные в основном диорит-порфиритами, диоритами, габбро и более поздними кислыми и средними по составу разновидностями пород комплекса, прорывают доальбские образования этого поднятия. Верхняя часть Нонинской ИКС срезана эрозией и на дневной поверхности она представлена своими корневыми частями.

По данным С.Н. Добкина [2], пестрые по составу интрузивные образования и субвулканические тела иороханского комплекса на основе детального изучения их состава и контактов между ними разделены на четыре фазы внедрения: первая фаза – породы основного и среднего состава: габбродиориты, габбро, диориты, кварцевые диориты и диорит-порфириты, наиболее широко распространены в пределах Нонинской структуры; вторая фаза – гранодиориты и гранодиорит-порфиры, слагающие дайки и малые интрузии; третья фаза – риолиты, риодациты и гранит-порфиры; четвертая фаза – комплекс даек пёстрого состава: риолиты, риодациты, дациты, диорит-порфириты, андезиты, габбро, долериты.

Магматические породы всех четырех фаз иороханского комплекса, слагающие малые интрузии, штоки, дайки и силлы, сыграли главную роль в формировании многих

золотоносных узлов Восточно-Буреинской золоторудно-россыпной минералогической зоны. В их число входят Нонинский и Ёрикский золоторудно-россыпные узлы.

Нонинский золоторудно-россыпной узел площадью 300 км² размещается в северо-восточной части Тырминской впадины. В состав узла входят россыпи золота и подготовленное к эксплуатации золоторудное месторождение Нони.

Магматические образования Нонинского месторождения по составу, морфологии тел и условиям залегания подразделяются на два типа. Первый тип представлен силлами диорит-порфириров, микродиоритов, диоритов, андезитов иороханского комплекса, субсогласно залегающих среди более древних осадочных пород. Крупные силлы имеют мощность от 30 до 120 м, мощность мелких от 10 см до 10 м. Второй тип представлен субвертикальными дайками риолитов и риодацитов рассматриваемого комплекса, трассирующих зоны минерализации субмеридионального и ССВ простирания, несущих золоторудную с серебром минерализацию. Протяжённость даек от 0.3 до 1–2 км, мощность на дневной поверхности составляет 1–12 м, с глубиной увеличивается до 50 м. Контакты даек тектонические, сопровождаются зонами брекчирования, трещиноватости. Основная масса риолитов и риодацитов аргиллизирована и березитизирована. По данным С.Н. Добкина [2] руды локализованы преимущественно в крутопадающих и субвертикальных зонах брекчирования и катаклаза осветлённых пород 4-й фазы.

По данным геологоразведочных работ ООО «Нони» золоторудная минерализация месторождения Нони связана в большей мере с дайками пропилитизированных и аргиллизированных риолитов и риодацитов 4-й фазы иороханского комплекса. Наибольшее распространение на месторождении имеют крутопадающие линзообразные тела массивных прожилково-вкрапленных золото-(карбонат-кварц)-сульфидных руд, с содержаниями золота от 2.0 до 23.0 г/т и сульфидов от 20 до 95 % [4]. Структурно и пространственно с вышеописанными типами минерализации также связана рассеянная малосульфидная (сульфидов менее 5 %, золота от 0.3 до 3.0 г/т) прожилково-вкрапленная минерализация второго типа, которая представлена субпластовыми силлообразными залежами диорит-порфириров иороханского комплекса мощностью от 3 до 10 м среди осадочных толщ ургальской серии и эпиканской свиты. Прожилково-вкрапленная минерализация захватывает как приконтактные части силлов диоритовых порфириров, так и вмещающие их осадочные толщи. Третий тип – кварцево-жильный малосульфидный. Золотоносные кварцевые жилы и линзы по данным [4] избирательно приурочены к телам диоритовых порфириров иороханского комплекса.

Околорудные гидротермально-метасоматические образования месторождения представлены пропилитами, березитами и аргиллизитами, образующими метасоматические ореолы до 20 м. Наиболее продуктивное золото-(кварц-карбонат)-сульфидное оруденение локализовано в аргиллизитах и, как правило, в их брекчированных разностях и брекчиях. В изменённых породах и рудах постоянно отмечается гнезда сульфидов и вкрапленность пирротина, пирита, арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита, медной зелени. Корреляционным анализом по породам установлена устойчивая ассоциация главных элементов-спутников золотого оруденения – Ag, Sb, Pb, Cu, Te, As, Mo, Zn, Sn, Wo, Co. В пересечениях рудных тел установлены промышленно значимые содержания Ag – до 229 г/т, Cu – до 3 %, а также высокое содержание As – до 3.5 % и повышенные – Bi (до 0.04 %) и Sb (до 0.03 %). По данным [4] основные промышленные запасы месторождения сосредоточены в рудных зонах с золото-(кварц-карбонат)-сульфидной минерализацией. По данным [5] среднее содержание золота по месторождению

равно 7.1 г/т; серебра – 36.7 г/т; Cu – 0.07 %. Запасы золота по состоянию на 1.01.2016 г. составляют 9.3 т (C_1+C_2), прогнозные ресурсы 18.6 т (P_1+P_2).

Ёрикский золоторудно-россыпной узел размещается в северо-восточной части Кындальской впадины в зоне влияния субмеридионального Тастахского глубинного разлома. Узел сложен юрско-меловыми отложениями, насыщенными телами диоритов и диорит-порфириров иороханского комплекса. По данным Госгеолкарты [1] он включает золоторудные проявления: Александровское, Гора Черная, Иорикское (на западном фланге отработанного Афанасьевского месторождения ртути), а также более 10 мелких россыпей золота. Геолого-структурные особенности и минеральный состав рудных тел этих проявлений обнаруживают большое сходство с месторождением Нони. Рудная минерализация локализована в приконтактных частях тел диоритов иороханского комплекса, прорывающих юрские и юрско-меловые песчаники и алевролиты. Золотоносными являются гидротермально измененные брекчированные диориты и вмещающие их осадочные толщи – участки окварцевания, сульфидизации, карбонатизации мощностью от 0.3 до 14 м, протяженностью до 800 м. По данным [3] средние содержания золота на Александровском проявлении составляют 11.2–14.6 г/т; прогнозные ресурсы по категории P_1 оцениваются в 5.0 т.

Тектонический фактор оказал решающее влияние на локализацию золоторудной минерализации. Системы разрывов субмеридионального и ССВ направлений, а также отдельные разрывы субширотного направления определяют сложное мозаично-блоковое строение рудного поля месторождения Нони. Если первые выступают в качестве основных минерализованных зон, то субширотным нарушениям отводится роль блокообразующих и экранирующих структур. Основная часть золоторудных тел приурочена к субмеридиональным и ССВ разрывам, образующим полосы сгущения зон трещиноватости, дробления, брекчирования в зонах развития гидротермально-измененных пород четвертой фазы внедрения иороханских магматитов – рудоносных даек пестрого состава.

Авторы благодарят С.Н. Добкина за любезно предоставленные им материалы.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васкин А.Ф., Дымович В.А., Григорьев В.Б., Зелепугин В.Н., Опалихина Е.С., Шаров Л.А., Леонтьева Л.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка / Под ред. А.Ф. Васкина. Пб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.+3 вкл.
2. Добкин С.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации (2-е издание). Масштаб 1:200 000. Лист М-53-ХIII. Буреинская серия. Объясн. записка / Под ред. Г.В. Роганова. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2015. 384 с.
3. Забродин В. Ю., Морозов Ю. Г., Бучинский А. А и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:50 000 центральной части Ургальского горнопромышленного района. Листы М-15-А, В; 14-Г; 26-А, В, Г; 27-А. 1990.
4. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементенко А.И., Пересторонин А.Е. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ, 2008. 232 с.
5. www.dvgkdv.ru/noni (дата обращения: 26.02.2018).

М.Ю. Носырев

ФИЗИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ И ПРОГНОЗ МЕТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВЕРХНЕ-АМУРСКОГО РЕГИОНА)

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

Использование геофизических методов при металлогеническом анализе, прогнозе и поисках эндогенных месторождений полезных ископаемых достаточно разнообразно. Объектами изучения, в той или иной степени, являются составляющие всего иерархического ряда металлогенических таксонов – от рудного тела до провинции. В соответствии с этим меняется и глубина изучения – от первых десятков метров до десятков и сотен километров.

Для понимания роли и возможностей геофизики в рамках металлогенического анализа рассмотрим этот вопрос применительно к элементам генетической модели рудного месторождения (табл.). Элементы модели А, Б, В, Г определяют возможность формирования крупных металлогенических таксонов – от рудного узла до рудной провинции, а элементы в конце списка – З, И, К, Л, М – формирование рудных полей, месторождений, рудных тел. В первом случае геофизика изучает глубинные неоднородности литосферы, которые могут быть связаны с геологическим рудоформирующим процессом. Во втором случае изучаются локальные неоднородности верхней части

Таблица. Возможности использования геофизических данных при металлогеническом анализе

Элементы генетической модели рудного месторождения [4]	Возможности использования геофизических данных
А. Глубинность зарождения геологического процесса, порождающего рудообразование	Изучение неоднородностей земной коры и верхней мантии на тех или иных глубинах
Б. Тип геодинамического процесса, порождающего рудообразование (геодинамические обстановки)	Изучение и анализ определенных геодинамических обстановок по набору характерных глубинных признаков
В. Тип геологического процесса, порождающего рудообразование	Выделение и изучение структурно-вещественных неоднородностей на разных уровнях земной коры, являющихся результатом проявления тех или иных геологических процессов
Г. Источники рудного вещества	Выделение глубинных неоднородностей и геологических тел - потенциальных источников рудного вещества, определение их глубин, размеров, объемов
Д. Источники рудообразующих растворов	Выявление и пространственная локализация палеоочаговых структур в верхней части коры
Е. Источники энергии рудного процесса	Нет примеров
Ж. Рудообразующий раствор	В основном изучается только один аспект – проницаемые зоны, как пути движения растворов
З. Среда отложения	Многочисленные примеры детального многоаспектного изучения неоднородностей геофизическими и петрофизическими методами
И. Механизм отложения	Нет примеров
К. Зональность (геохимическая)	Изучается геохимией
Л. Взаимодействие с вмещающими породами	Изучение ореолов метасоматически измененных пород, в том числе петрофизическими методами
М. Термодинамическая обстановка рудоотложения	Изучение петрофизических характеристик определенных минералов

земной коры, определяющие возможность и особенности локализации месторождения.

Изучение геофизических характеристик золоторудных районов подразумевает выявление и анализ ряда физических неоднородностей и структурных особенностей литосферы на разных глубинных уровнях, с которыми можно наметить устойчивую пространственную связь рудоносных площадей и отдельных месторождений (рудопроявлений) и интерпретировать данные неоднородности в рамках модели рудоформирующего процесса. В совокупности такие признаки позволяют с определенной вероятностью отграничить рудонасыщенные участки земной коры от окружающего «безрудного» пространства. Набор этих геофизических признаков, в общем, невелик и в той или иной мере повторяется для разных регионов. Также в ряде случаев в качестве информативного признака может выступать особенность самого физического поля. Подобные признаки обобщены автором для многих районов мира с эндогенным оруденением, в первую очередь золотым. Ссылки на соответствующую литературу в силу ограниченности текста доклада здесь не приводятся и могут быть просмотрены в работе [3]. Эти признаки можно объединить в ряд групп, как по используемым геофизическим данным, так и по изучаемым глубинам.

1. Раздел земная кора – мантия.

1.1. Морфологические особенности: уступы, поднятия, опускания (желоба); участки отсутствия границы М по сейсмическим данным.

1.2. Физические неоднородности верхней мантии: области аномально высокой плотности и скорости сейсмических волн; области разуплотнения и понижения скорости; области повышенной электропроводности.

2. Нижняя часть коры.

2.1. Морфологические особенности: уступы кровли, валобразные поднятия.

2.2. Физические неоднородности: зоны уплотнения и повышения скорости сейсмических волн; участки аномальной насыщенности отражающими площадками; зоны сейсмической прозрачности; участки повышенной электрической проводимости.

3. Средняя часть коры.

3.1. Морфологические особенности сейсмических и гравитирующих границ: поднятия, опускания (желоба), уступы, антиклинальные перегибы; наклонные отражающие границы; моноклиналильное расположение границ обмена (угол наклона 5–20°).

3.2. Физические неоднородности: области разуплотнения-уплотнения; участки повышенной намагниченности; участки аномальных скоростных характеристик (в том числе отношения скоростей V_p/V_s); зоны сейсмической прозрачности; зоны инверсии скорости и плотности; электропроводящие зоны.

4. Верхняя часть коры.

4.1. Морфологические особенности геологических границ: поднятия, опускания, уступы.

4.2. Физические неоднородности: области различной плотности и намагниченности, скоростей сейсмических волн и электрического сопротивления, связанные с геологическими телами, гидротермально измененными породами и рудными телами; аномальные зоны сейсмических параметров.

5. Все уровни: линейные элементы физических полей и сквозные субвертикальные зоны аномалий сейсмических и электрических параметров, отождествляемые с разломами; степень сейсмической расслоенности блоков земной коры.

Для золоторудных районов и узлов Верхнего Приамурья изучены глубинные особенности литосферы, гравитационного и магнитного полей, сейсмические характеристики.

Основные выводы сводятся к следующему.

1. Большинство рудных районов тяготеют к областям поднятия кровли мантии или к склонам этих поднятий. Намечается приуроченность оруденения к зонам изменения плотности верхней мантии. В одних случаях рудные районы располагаются в краевых частях областей ее уплотнения (например, Гонжинский), в других – на границе разуплотненной и мантии нормальной плотности. Одним из наиболее информативных сейсмических параметров, выделяющим рудные районы и узлы, является отношение скорости продольных сейсмических волн (V_p) к скорости поперечных (V_s) в средней и верхней частях земной коры (10–30 км). Этот параметр, взятый по данным [1], был проанализирован для золоторудных районов и узлов Приамурья [2]. Установлено, что золоторудные узлы приурочены к областям с пониженными значениями V_p/V_s (1.60–1.69), часто к их краевым частям и сопряженным зонам повышенных значений V_s . Золоторудные месторождения и проявления достаточно отчетливо тяготеют к граничным областям понижений V_p/V_s .

2. Большая часть золоторудных районов и узлов контролируется зонами повышенного горизонтального градиента поля силы тяжести, имеющими большую протяженность, ширину в десятки километров и перепад значений поля силы тяжести в десятки мГл. Как правило, морфология данных зон в пределах районов осложнена.

3. Во многих случаях рудные узлы контролируются дополнительно понижениями гравитационного поля, соизмеримого с рассматриваемыми таксонами размера. Минерализованные области располагаются преимущественно в краевых частях понижений.

3. В магнитном поле изначально различаются магнитные характеристики районов, включающих метаморфогенные месторождения, локализованные в осадочных террейнах складчатых областей и золоторудных районов, включающих проявления минерализации в кристаллических породах и связанных с магматическими процессами. В первом случае рудные районы пространственно соотносятся с понижениями регионального магнитного поля. Во втором случае для большинства золоторудных узлов устанавливается устойчивая пространственная связь с положительными аномалиями магнитного поля площадью в сотни кв. км и интенсивностью до 100–150 нТ, которые фиксируют очаговые структуры в верхней части земной коры, насыщенные магматогенными телами с высокой намагниченностью.

Разработанная модель может служить основой прогнозирования и выбора площадей для концентрации поисковых работ на рудное золото. Для основных золоторудных месторождений региона разработаны физико-геологические модели, в рамках которых показана их связь с физическими неоднородностями верхней части литосферы, которые определяются как отдельными геологическими телами, так и областями наложенных гидротермально-метасоматических изменений пород.

Литература

1. Нагорных Т.В., Поплавская Л.Н. Локализация аномалий поля скоростных характеристик среды в регионе Приморья и Приамурья // Сейсмические наблюдения на Дальнем Востоке СССР. Наука, 1989. С. 32–38.
2. Носырев М. Ю. Аномалии скоростей в земной коре Приамурья и размещение золоторудной минерализации // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 4. С. 53–61.
3. Носырев М.Ю., Варнавский А.В., Громаковский И.Ю. и др. Отчет о научно-исследовательских работах «Прогнозная оценка территории Амурской области на рудное золото путем исследования геофизическими методами глубинного строения золоторудных районов и разработки физико-геологических моделей золоторудных месторождений». Отчет за 1995–2000 г. г. Благовещенск: ФГУП «Амургеология», 2000. 319 с.
4. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988.

**А.Ю. Песков¹, В.О. Крутикова¹, Е.Н. Захарченко², В.В. Чаков²,
М.А. Климин², А.С. Каретников¹, А.Н. Диденко¹**

**МАГНЕТИЗМ ТОРФЯНИКОВ МЕЖДУРЕЧЬЯ РЕК ХОР И КИЯ, СИХОТЭ-АЛИНЬ
(ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)**

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

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

Одним из важнейших элементов в структуре магнитного поля Земли являются геомагнитные экскурсы, представляющие собой особый класс колебаний геомагнитного поля. Открытие существования экскурсов и выявление их характеристик позволило предположить более сложную структуру жидкого ядра, чем представлялось ранее [2].

В работе представлены первые результаты исследования голоценовых торфяников Приамурья с целью выяснения пригодности торфяных отложений для палеомагнитных исследований, в т.ч. для изучения записей геомагнитных экскурсов, и анализа состава Fe-содержащих частиц по данным микрозондовых исследований. Объектом изучения послужили торфяные отложения разреза «Кия», расположенного на юге Дальнего Востока России в междуречье рр. Хор и Кия (47.81° с.ш., 135.66° в.д.).

Описание торфяного разреза

Исследуемая торфяная залежь относится к переходному типу со слабо засоренными торфяными почвами. Заболачивание территории связано с периодическими поводочными затоплениями залесенных поверхностей плоского водораздела на начальном этапе бореального периода, что согласуется с полученной для подошвы разреза радиоуглеродной даты 8890 ± 95 ¹⁴C л.н. (9972 ± 166 калиброванных лет назад) [1]. Помимо датировки подошвы изучаемого разреза имеются еще четыре ¹⁴C-датировки (рис.) [1].

Результаты петромагнитных и палеомагнитных исследований

Практически по всему профилю изученного разреза, за исключением горизонтов 0–10 и 170–190 см, фиксируется отрицательное значение величины магнитной восприимчивости (χ) (-1.27×10^{-6} ед. СИ), что свойственно диамагнитным веществам (рис. б). Положительные значения χ (1.11×10^{-5} ед. СИ) в базальном горизонте (170–190 см) связаны, с большой вероятностью, с нахождением здесь частиц глинистого материала из подстилающих пород. В этом же горизонте наблюдаются повышенные значения величины естественной остаточной намагниченности (NRM) (рис. в). Повышенные значения χ (2.13×10^{-6} ед. СИ) в кровле торфяного разреза (горизонт 0–10 см) могут быть обусловлены техногенным воздействием при первичном освоении торфяника. В ходе исследований установлен еще горизонт с повышенными значениями χ и NRM – 50–60 см, 40–75 см, соответственно (рис. б, в). Как показали микрозондовые исследования, он связан с присутствием здесь магнетитовых сферул, а также частиц Ni, вероятно, космического происхождения.

На рисунке г, д представлено поведение склонения (Dec) и наклонения (Inc) NRM в профиле разреза. Оказалось, что их поведение весьма закономерно, и положение аномального по направлению участка в этой записи можно объяснить влиянием геомагнитного экскурса «Этруссия».

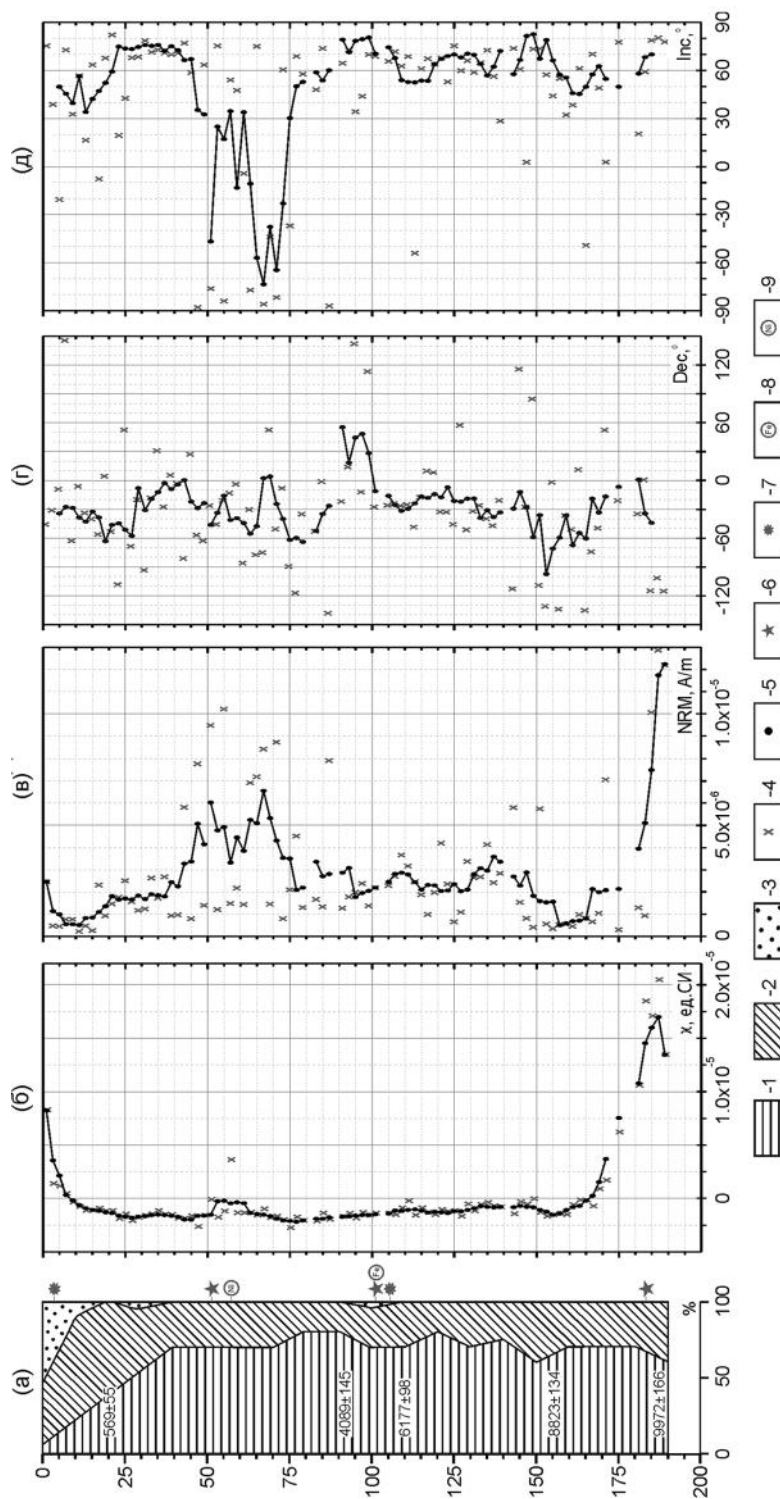


Рис. Характеристика торфяного разреза «Квия»: а – разрез торфяника по [1] с указанием возраста пяти слоев; б–д – зависимости петро- и палеомагнитных характеристик торфяных отложений от глубины; е (б), NRM (в), Dec (г), Inc (д).
 Условные обозначения: Растительные остатки (1–3): 1 – древесные и кустарничковые, 2 – травянистые, 3 – моховые; 4, 5 – исходные и сплуженные (методом скользящего среднего по 5-ти точкам) значения петро- и палеомагнитных характеристик, соответственно; 6–9 – зафиксированные в результате микрозондового анализа частицы: 6 – магнетитовые сферулы, 7 – углеродные сферулы, 8 – самородное железо, 9 – никель.

Вариация значений $D_{\text{ср}}$ по разрезу весьма велика – от -130 до $+130^\circ$. При осреднении методом скользящего среднего (осреднение проводилось по 5-ти точкам полного вектора единичных NRM) она существенно снизилась, флуктуации $D_{\text{ср}}$ стали составлять $60\text{--}90^\circ$ вокруг среднего значения -30° (рис. г). Каких-либо существенных аномальных участков на зависимости « $D_{\text{ср}}$ -глубина» не отмечается.

Иная картина наблюдается в поведении $I_{\text{ср}}$ по разрезу. Здесь на фоне преобладающих положительных наклонений отчетливо проявляется участок с отрицательными наклонениями в горизонте 50–75 см (рис. д). Среднее значение $I_{\text{ср}}$ остаточной намагниченности в горизонте 50–75 см составляет -26.5° , причем ее поведение здесь не монотонное, а с существенными вариациями (рис. д), что свойственно поведению геомагнитного поля во время экскурсов [2].

Среднее значение величины $I_{\text{ср}}$ образцов стабильных участков изученного разреза (62.7° и 67.8° для горизонтов 0–50 см и 75–190 см, соответственно) сопоставимо с ожидаемой величиной $I_{\text{ср}}$ (63.7°) в месте отбора проб. Однако стоит отметить, что средние значения $D_{\text{ср}}$ образцов стабильных участков разреза (328.7° и 329.2°) несколько отличаются от направления на север. Вероятно, изученный временной диапазон в ≈ 10000 лет не позволяет исключить все вариации геомагнитного поля, для этого требуется не менее 100000 лет [5].

Результаты микрозондовых исследований

В ходе выполнения микрозондовых исследований установлено, что магнитными минералами в изученных образцах торфа являются обломочные частицы титаномагнетитового и гемойльменитового рядов. Размер установленных магнитных частиц различается на два порядка – от 2 до 200 мкм. Кроме магнитных минералов в изученных образцах обнаружены частицы кварца (в т.ч. кварц «трубчатой» формы), циркона, полевого шпата, редкоземельных элементов и платины.

Помимо терригенных магнитных минералов в горизонтах 51 см, 101 см, 183 см установлено наличие магнетитовых сферул размером от 6 до 14 мкм (вероятно космического происхождения [3]). В горизонтах 3 см, 105 см обнаружены сферические формы углерода размером от 2.53 до 2.81 мкм, природа образования которых возможно космическая [3]. Также в горизонте 101 см обнаружены частицы самородного Fe, а в образце 28 (горизонт 55 см), в котором наблюдается «всплеск» магнитной восприимчивости (рис. б), обнаружена частица Ni.

Обсуждение полученных результатов

Согласно литературным данным [6] около 2700–2500 лет назад произошел экскурс геомагнитного поля «Этруссия». Данный экскурс был определен по осадочным породам и археологическим находкам более чем в 15 различных регионах северного полушария Земли (Аляска, Урал, северная Швеция, Туркменистан, Украина, Желтое море, Балтика, Карелия, Сибирь и др.).

Важно отметить, что существует связь между экскурсами геомагнитного поля и климатом на Земле. Похолодание климата в интервале 2000–3000 лет назад фиксируется различными методами во многих регионах планеты [1, 4, 6], в т.ч. и по результатам ботанических исследований изученного в настоящей работе разреза торфяника [1].

Как было отмечено выше, в ходе палеомагнитных исследований образцов торфа из разреза «Кия» был установлен интервал (50–75 см) с отрицательными значениями $I_{\text{ср}}$

(рис. а). Возраст подошвы выделенного интервала, согласно имеющимся датировкам, можно оценить в 2800 калиброванных лет. Таким образом, наличие данного интервала можно объяснить влиянием геомагнитного экскурса «Этруссия», произошедшем 2700–2500 лет назад.

Заключение

1. Магнитными минералами в изученных образцах торфа являются обломочные частицы титаномагнетитового и гемоильменитового рядов. Помимо терригенных магнитных минералов в некоторых горизонтах выявлены магнетитовые и углеродные сферулы, самородные частицы Fe и Ni.

2. Торфяные отложения могут быть успешно использованы в качестве объектов для палеомагнитных исследований – в изученном разрезе торфа выделен интервал с отрицательными значениями Inc , что может являться записью экскурса геомагнитного поля «Этруссия». 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.

Исследования выполнены при поддержке проекта Министерства образования и науки Хабаровского края (гранта на реализацию проектов в 2019 году в направлении естественных и технических наук).

Литература

1. Базарова В.Б., Климин М.А., Копотева Т.А. Голоценовая динамика восточноазиатского муссона в Нижнем Приамурье // География и природные ресурсы. 2018. № 3. С. 124–133.
2. Поспелова Г.А. О геомагнитных экскурсах // Физика Земли. 2002. № 5. С. 30–41.
3. Цельмович В.А., Куражковский А.Ю., Казанский А.Ю., Щетников А.А., Бляхарчук Т.А., Филиппов Д.А. Исследования динамики поступления космической пыли на земную поверхность по торфяным отложениям // Физика Земли. 2019. № 3. С. 1–11.
4. Barber K., Langdon P. Testing the paleoclimatic signal from peat bogs – temperature or precipitation forcing? / ESF-HOLIVAR International Conference: Past Climate Variability Through Europe and Africa. 2001. Abstracts. P. 58.
5. Butler, R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. / Boston : Blackwell Sci. Publ. 1992. 319 p.
6. 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, N 2. P. 661–681.

В.В. Раткин, Г.А. Валуй, О.А. Елисеева, Л.Ф. Симаненко
**ЮЖНО-СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ РУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ: ГЕОДИНАМИКА,
МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Сихотэ-Алинский орогенный пояс сформирован в юре – раннем мелу на восточной окраине Евразийского материка [1]. На ранней юрской инициальной стадии формирования пояса, в результате субдукции Палео-Тихоокеанской плиты, возникла Самаркинская аккреционная призма, сложенная преимущественно субдукционным меланжем с юрским матриком. В раннем мелу восточнее аккретированной призмы находился окраинно-континентальный Журавлевский турбидитовый бассейн. Здесь с берриаса по альб включительно в режиме трансформного скольжения литосферных плит, в условиях pull-apart basin, была сформирована толща флишоидов мощностью более 11 км. Но в южной сино-корейской части бассейна в это же время происходила субдукция океанической плиты. Здесь формировалась Таухинская раннемеловая аккреционная призма. В морской акватории, восточнее Таухинского бассейна, по данным палеомагнитных исследований [2], на широте около 35 с.ш., располагалась Кемская раннемеловая островная дуга. В конце раннего мела комплексы осадочных пород, сформированные в Таухинском, Журавлевском бассейнах, были перемещены проскальзывающей океанической плитой вдоль края материка на север и дислоцированы. В позднем альбе они заняли современное положение в виде одноименных террейнов, при этом перемещенная также на север Кемская островная дуга столкнулась с материком, прикрывая с востока Журавлевский терреин. Реализовалась финальная фаза складчатости, завершившая орогенный процесс формирования Сихотэ-Алинского пояса [9].

Пространственно, в геолого-структурном плане, В-Sn-Pb-Zn Южно-Сихотэ-Алинская металлогеническая провинция (ЮСАП) соответствует двум террейнам – Журавлевскому и Таухинскому. Она объединяет Лужкинскую оловоносную и Таухинскую бор-свинцово-цинковую металлогенические зоны. В геологической истории провинции в обобщенном виде различают три эпизода (этапа) проявления магматической деятельности (рис.).

Поздний альб – раннесеноманский этап связан с финальным орогенезом. Складчатость сопровождалась синорогенным магматизмом, который проявился в виде интрузий диоритов, монцодиоритов и монцогаббро Березовско-Арагатского комплекса. Эндогенная активность реализовалась, по данным [4, 9], как внутриплитный магматизм – в результате инъекции астеносферной мантии на верхнекоровые уровни (рис. А). При этом уровень контаминированности сформированных интрузивных тел верхнекоровым материалом не превышал 50 % [4].

В период с 90 до 65 млн лет в режиме субдукции океанической плиты был сформирован окраинно-континентальный Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАП) [1]. Пояс перекрыл с несогласием амальгамированный коллаж террейнов в его восточной части (рис. В). В турон-кампанское время была сформирована гигантская толща игнимбритов и туфов риолитового состава. Одновозрастные вулканитам интрузии гранитоидов имеют изотопные характеристики, указывающие на их формирование в условиях парциального плавления базальтов субдуцирующей океанической плиты и верхнекорового субстрата. Доля последнего достигает 40 % [8].

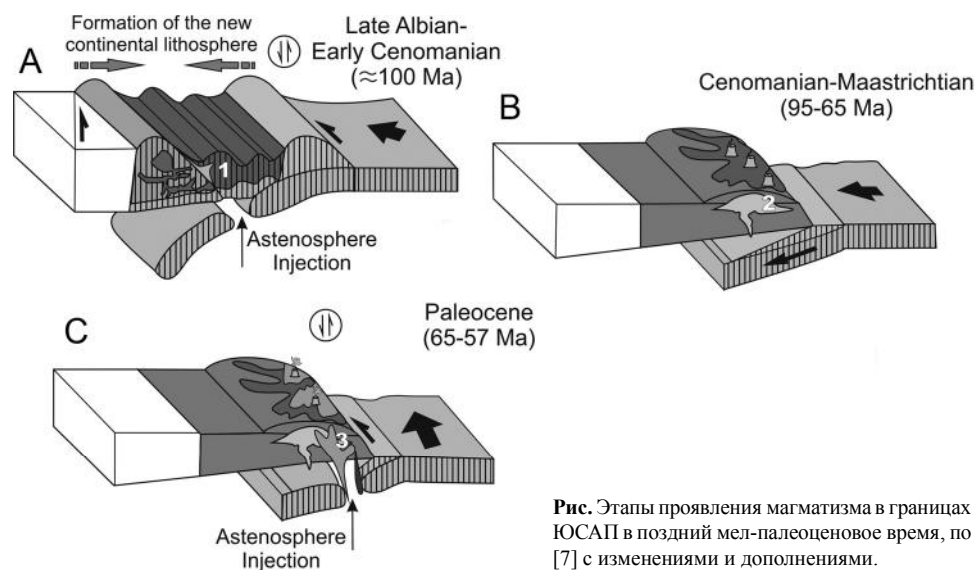


Рис. Этапы проявления магматизма в границах ЮСАП в поздний мел-палеоценовое время, по [7] с изменениями и дополнениями.

В палеоцене (65–57 млн лет) взаимодействие континентальной и океанических плит переходит в режим трансформного левостороннего скольжения. Вулкано-плутонические сохраняют пространственную сопряженность со структурами предшествующего субдукционного этапа, но магматизм реализуется при участии астеносферных диапиров, прорывающих стагнированный слэб (рис. 1С). Среди интрузий преобладают граниты I-типа. Контаминированность гранитных расплавов верхнекоровым материалом оценивается на уровне от 40 до 60 % [8]. Характерная особенность палеоценового магматизма – присутствие одновозрастных гранитоидам интрузий габбро, дайковых тел ультраосновных пород и фаялитовых риолитов [3, 7].

Максимумы рудообразования отвечают эпизодам магматической активности ЮСАП. Соответственно этому различаются три этапа (эпохи) рудообразования.

Поздний альб-раннесеноманский этап (90–95 млн лет) реализовался в финале орогенеза в режиме трансформной континентальной окраины. В это время были образованы жильные касситерит-сульфидные месторождения Лужкинской зоны, ассоциированные с интрузиями синорогенных монзонитоидов. Рудовмещающими для жил являются синклюдчатые внутрипластовые и субширотные трещинные структуры. Туронкампан-маастрихтский (90–65 млн лет) субдукционный этап менее продуктивен. Для него характерны малосульфидные грейзеновые касситерит-кварцевые месторождения, пространственно ассоциированные с интрузиями лейкократовых гранитов кампанского возраста. В это же время было образовано уникальное безсернистое скарновое месторождение данбуритовых руд [5]. Палеоценовый этап (65–57 млн лет), реализуемый в условиях взаимодействия плит в режиме трансформного скольжения, – наиболее продуктивен. С формированием диорит-гранодиорит-гранитных комплексов палеоценового этапа сопряжены абсолютно все месторождения Pb-Zn жильных и скарновых руд Таухинской зоны и многочисленные касситерит-силикатно-сульфидные жильные месторождения Лужкинской зоны.

По данным изотопных исследований [5, 6] источником бора и свинца всех месторождений ЮСАП выступают раннемеловые флишоидные толщи складчатых комплексов Таухинского и Журавлевского террейнов, участвующие в формировании верхнекоровых рудоносных магматических очагов. Сера сульфидных месторождений имеет ювенильную (мантийную) природу.

Представляется, что определяющим фактором высокой продуктивности этапов развития ЮСАП, реализованных в условиях трансформной континентальной окраины, является вероятное масштабное участие в верхнекоровом магмо- и рудообразовании насыщенных серой инъекций астеносферной мантии.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Диденко А.Н., Архипов М.В., Ото Ш., Голозубов В.В., Кудымов А.В., Войнова И.П., Песков А.Ю. Геохронология, палеомагнетизм Силасинской и Кемской свит Сихотэ-Алиня: сравнительный анализ // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2018. С. 26–28.
3. Казаченко В.Т., Ханчук А.И., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В. Флогопит-оливиновые породы Таухинского террейна юго-восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 35–50.
4. Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Крук Е.А., Касаткин С.А., Орехов А.А., Руднев С.Н. Раннемеловые гранитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): особенности состава и источники расплавов // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2018. С. 174–176.
5. Раткин В.В., Карась О.А., Голозубов В.В. Природа бороносности Таухинской металлогенической зоны Сихотэ-Алиня и источники бора при формировании Дальнегорского месторождения // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 5. С. 101–115.
6. Чугаев А.В., Чернышев И.В., Раткин В.В., Гоневчук В.Г., Елисеева О.А. Южно-Сихотэ-Алинская свинцово-изотопная В-Sn-Pb-Zn рудная провинция Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 2018. С. 313–315.
7. Grebennikov A. V., Khanchuk A. I., Gonevchuk V. G., & Kovalenko S. V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261.
8. Jahn B.-M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to Early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 872–918.
9. 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 of Asian Earth Sciences. 2016. V. 120. P. 117–138.

В.И. Рождествина, Ир.В. Бучко

**РАМАНОВСКАЯ МИКРО-СПЕКТРОСКОПИЯ ИЗОМОРФНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ В
СТРУКТУРЕ БАРИТА ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТ (ЮГО-
ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Зона окисления сульфидных полиметаллических месторождений является реакционно-активной. Здесь происходят одновременные процессы деструкции первичных минералов с высвобождением рассеянных форм элементов и вовлечение их в процесс образования новых минеральных ассоциаций. При этом многие минеральные формы являются метастабильными, формируют сложные полифазные структуры прорастания, находятся в процессе перекристаллизации.

Барит в природе образуется в условиях относительно низких температур и повышенном парциальном давлении кислорода. В серебро-полиметаллическом месторождении Могот барит является одним из основных нерудных минералов, присутствующим как в неизмененных породах рудных тел [1], так и в зоне их окисления.

Барит ($BaSO_4$) относится к орторомбическим сульфатам и кристаллизуется в пространственной группе $Pbnm$ с параметрами элементарной ячейки $a = 7.15505(1)$, $b = 8.88101(3)$, $c = 5.45447(1)$ Å, и $V = 346.599(1)$ Å³, $Z = 4$ [2]. Его структура определяется взаимоотношением полиэдров, образуемых тетраэдрическими комплексами SO_4 и катионами Ba^{2+} , координированными 12 атомами O, принадлежащими четырем ближайшим S-O тетраэдрам. В барите наиболее часто отмечается примесь Sr, а также Pb, Ca. Сульфатные минералы барит ($BaSO_4$), церуссит ($SrSO_4$) и англезит ($PbSO_4$) являются изоструктурными и образуют изоморфные смеси в широком вариационном ряду составов. Увеличение параметров ячейки в данной группе происходит за счет увеличения размера катиона M^{2+} ($M = Sr, Ba, Pb$). Катионы M^{2+} в своих структурных позициях замещают друг друга. Влияние катиона M^{2+} на форму или размер тетраэдра SO_4 рассматривается как с позиции жесткости и неизменности данного комплекса, так и с позиции систематического изменения геометрии группы SO_4 в связи с изменением размера и эффективного заряда катиона M^{2+} [2]. Данные этих исследований показывают, что полиэдр MO_4 становится менее искаженным с увеличением размера катиона M^{2+} .

Изучение изоморфных замещений в структуре барита, который кристаллизуется в неравновесных условиях зоны окисления и активно взаимодействует с широким набором элементов, изменяющимся от одной локальной зоны к другой, требует методов исследования, позволяющих проанализировать серии зерен и зон в них. Нами приведены исследования структурных и химических преобразований барита с использованием локальных методов анализа структуры и химического состава: рамановская микро-спектроскопия и рентгеноспектральный микрозондовый анализ. Исследования выполнены в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН с использованием растрового электронного микроскопа SIGMA (CarlZeiss) с аналитической системой рентгеноспектрального микроанализа X-Max INCA Energy (Oxford Instruments) и дисперсионного конфокального микроскопа комбинационного рассеяния модели DXR Smart Raman Microscope (Thermo Fischer Scientific) (аналитик-исследователь В.И. Рождествина).

Барит в исследованных штуфах представлен двумя видами: зерна, не имеющие кристаллической огранки и находящиеся в тесном срастании с кварцем и столбчатые кристаллы, прорастающие в реакционные пустоты или выделяющиеся в зернах барита первого типа. В зернах первого типа нередко включения ограненных зерен кварца, а также кварца, рассеянного в виде микрочастиц. Кристаллы барита проявляют зональную неоднородность химического состава (рис. 1 а). Бариты зоны окисления месторождения Могот содержат довольно широкий набор элементов – примесей (концентрация в мас. % медиана / максимум / частота обнаружения % от 115 точек анализа): Sr (0.47 / 4.33 / 94), Pb (1.3 / 5.6 / 70), Sb (0.12 / 0.44 / 62), Cu (0.10 / 0.41 / 32), Zn (0.12 / 0.32 / 28), Ag (0.11 / 0.57 / 21), As (0.10 / 0.19 / 11), присутствуют также Fe, Ca. Следует обратить внимание на наличие примеси Si, отмечаемой более чем в 98 % анализов, с медианным значением 0.2 мас. %.

Все теоретические колебания в спектре комбинационного рассеяния барита и изоструктурных с ним целестина и англезита обусловлены колебательными эффектами в тетраэдрах SO_4 . Сульфатная группа в минералах группы барита имеет четыре основные колебательные моды: одну невырожденную (ν_1), одну дважды вырожденную (ν_2) и две трижды вырожденные (ν_3 и ν_4). В соответствии с литературными данными спектр комбинационного рассеяния барита состоит из интенсивной полосы ν_1 , которая соответствует симметричному растяжению тетраэдров SO_4 при 989 см^{-1} . Другие характерные полосы, ν_2 , ν_3 и ν_4 , были обнаружены при: $\nu_2 - 461\text{ см}^{-1}$; $\nu_3 - 1085\text{ см}^{-1}$, 1143 см^{-1} и 1167 см^{-1} ; $\nu_4 - 619\text{ см}^{-1}$ и 648 см^{-1} [3]. Для целестина в спектре комбинационного рассеяния также преобладает интенсивная полоса ν_1 (1003 см^{-1}) и другие характерные колебательные моды группы SO_4 : $\nu_2 - 461\text{ см}^{-1}$; $\nu_3 - 1111\text{ см}^{-1}$ и 1160 см^{-1} ; $\nu_4 - 622\text{ см}^{-1}$ и 641 см^{-1} . Спектр англезита характеризуется той же полосой ν_1 при 978 см^{-1} . Остальные колебательные моды были обнаружены на частотах 450 см^{-1} и 553 см^{-1} для ν_2 ; 1058 см^{-1} и 1157 см^{-1} для ν_3 ; а для $\nu_4 - 611\text{ см}^{-1}$ и 646 см^{-1} .

Пик, соответствующий моде симметричного валентного колебания (ν_1) связи S – O в барите, является наиболее сильным по интенсивности комбинационного рассеяния и положение его независимо от примесных компонентов достаточно стабильное $989.7(2)\text{ см}^{-1}$ (рис. б). Однако следует отметить, что интегральная интенсивность пика варьирует в широких пределах (рис. в). В спектре комбинационного рассеяния наиболее наглядно изменяются пики, обусловленные деформационными колебаниями в тетраэдрах $SO_4(\nu_2)$ с дублетным расщеплением 454 см^{-1} и 465 см^{-1} и триплет (ν_4) – 619 см^{-1} , 631 см^{-1} и 648 см^{-1} (рис. г), а также $\nu_3 - 1093\text{ см}^{-1}$, 1139 см^{-1} и 1166 см^{-1} .

Замещение бария в кристаллической структуре на Sr и Pb вызывает значительный деформационный отклик в тетраэдрах SO_4 , в результате относительная интенсивность дважды вырожденной (ν_2) и две трижды вырожденных (ν_3 и ν_4) мод колебания претерпевают преобразование. Это свидетельствует о систематическом изменении геометрии группы SO_4 в связи с изменением размера и эффективного заряда катиона M^{2+} . Кроме того, в спектре имеются серия пиков в низко-волновой области менее 200 см^{-1} , которые, вероятно, относятся к фундаментальным колебаниям решетки. Но их набор и положение изменяется в спектрах с различным набором примесей, что требует дополнительных исследований с целью определения особенностей решетчатых колебаний при изоморфном замещении в структуре барита.

Как было отмечено ранее, в составе барита в виде примеси присутствует Si, который, вероятно, не является механической примесью, а входит в структуру барита с

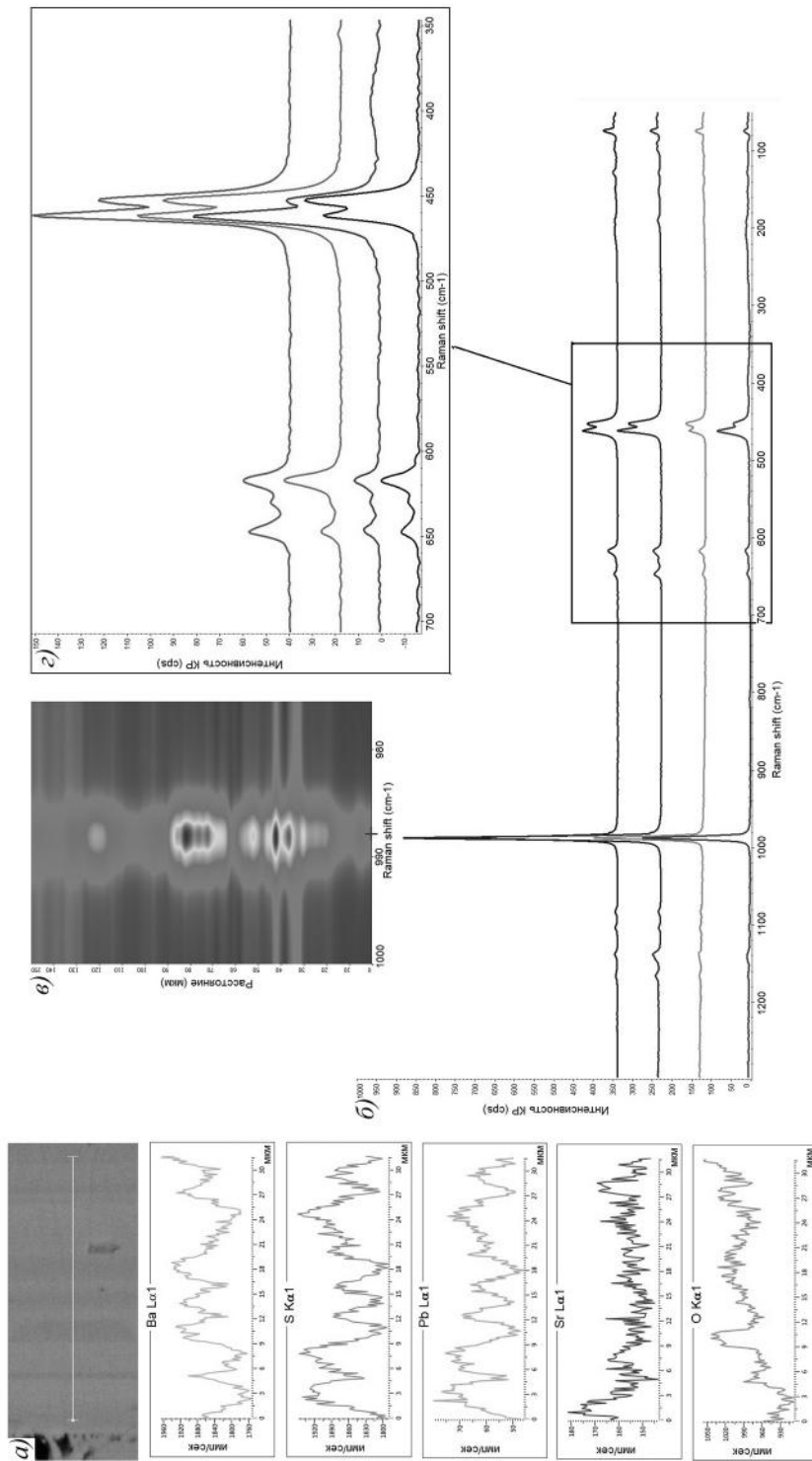


Рис. Фазовая неоднородность барита зоны окисления месторождения Могог: профиль концентрации изменения химического состава вдоль кристалла (а), спектры комбинационного рассеяния в разных зонах (б), характер изменения интенсивности КР-сигнала в окрестности колебательные моды¹ (в) и КР-спектры барита в области 350–700 см⁻¹

замещением S в ее структурных позициях. С увеличением его содержания в спектре барита наблюдается появление полосы, характеризующей колебания Si-Отетраэдра, самое интенсивное 464 см^{-1} из которых находится в области колебательной моды барита ν_2 . И, вероятно, существенные взаимные изменения дублета также связаны с замещением серы кремнием.

Таким образом, проведенные исследования с использованием локальных методов изучения химического состава и отклика структуры на данные изменения, являются весьма информативными. Полученные результаты свидетельствуют о значительной изоморфной емкости барита к вхождению других примесей. В зависимости от типа примесей они могут встраиваться в структурные позиции Ba или S. Наблюдается зависимость изменений деформационных откликов в группе SO_4 в связи с замещением катиона Ba^{2+} другими элементами, что нарушает геометрию его окружения. Наряду с основными полосами в спектре барита, наблюдается серия полос, характеризующая антисимметричные валентные и деформационными колебания связей S–O в тетраэдрах SO_4 .

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант №18-17-00002).

Литература

1. Бучко И.В., Бучко Ир.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. Закономерности локализации оруденения, возраст и связь с магматизмом серебро-полиметаллического месторождения Моготинское (Северо-Становая металлогеническая зона, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 2. С. 118–130.
2. Sytle M. Antao Structural trends for celestite (SrSO_4), anglesite (PbSO_4), and barite (BaSO_4): Con firmation of expected variations within the SO_4 groups // American Mineralogist. 2012. V. 97. P. 661–665.
3. Miyake, M., Minato, I., Morikawa, H., Iwai, S. (1978) – Crystal structures and sulphate force constants of barite, celestite and anglesite. American Mineralogist. 1978. V. 63. P. 506–510.

Ю.С. Савчук, А.В. Волков, В.В. Аристов

**О СТРУКТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ЗОНЕ
ТЕНЬКИНСКОГО РАЗЛОМА (ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЫМСКИЙ РЕГИОН)**

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

Орогенные месторождения золота Центрально-Колымского региона имеют различную морфологию рудных тел – от крутопадающих жил и жильных зон до пологих крупнообъемных прожилково-вкрапленных залежей, что связано с изменениями структурной обстановки рудоотложения. Тенькинская сдвиговая зона северо-западного простирания [1] контролирует три рудно-россыпных узла (РРУ): Дегдеканский (месторождения Токичан, Дегдекан), Омчакский (месторождения Наталка, Омчак, Павлик) и Пионерский (месторождения Игуменовское, Родионовское).

Сравнительный анализ особенностей строения золоторудных месторождений, расположенных в зоне влияния Тенькинского глубинного сдвига, показал однотипность рудовмещающих структур. Это надвиговые, либо взбросовые наклонные и выполаживающиеся вниз зоны сложного строения. Обычно это два или несколько субпараллельных тектонических шва, мощностью от десятков сантиметров, до первых метров, выраженные дроблением, смятием, рассланцеванием и углеродистыми милонитами, между которыми развивается зона объемной трещиноватости. Взбросо-надвиговые швы, а также расположенные между ними системы трещин, вмещают жилы, прожилки кварца и метасоматиты с сульфидной вкрапленностью, образующие рудоносные штокверки. Однако, несмотря на близкое размещение месторождений в структурах Тенькинского глубинного сдвига, в частности Омчакском разломе, они имеют отчетливые различия как в параметрах, так и в структурных характеристиках.

Рудовмещающие породы

В рассматриваемом районе развиты терригенные отложения пермского возраста в составе родионовской, пионерской, атканской и омчакской свит. Распределение месторождений в разрезе пермских отложений неравномерное (табл.) и наиболее крупные месторождения приурочены к его верхней части.

Углы падения рудовмещающих структур

Для рассматриваемых месторождений наиболее важен структурный контроль [1–9], выражающийся в приуроченности рудных жил и зон к разрывным нарушениям взбросо-надвиговой природы. Выявляется закономерная изменчивость углов падения рудовмещающих нарушений в зависимости от их положения в осадочном разрезе (табл.). Отдельно отметим месторождения Омчак и Игуменовское, крутопадающие рудовмещающие нарушения которых входят в собственно Омчакский разлом. Остальные месторождения контролируются структурами с изменяющимися углами падения и фактически, вверх по разрезу, углы закономерно увеличиваются, т.е. эти нарушения от надвиговых (пологих) внизу постепенно переходят во взбросовые (крутые) в верхней части (рис.).

Запасы и ресурсы

Запасы месторождений, расположенных внизу разреза составляют от первых тонн до первых десятков тонн золота [12], для них характерны порой высокие содержания и

Таблица. Положение месторождений золота в разрезе пермских отложений и изменение углов падения рудовмещающих структур

№№ п/п	Место-рождение	Рудовмещающие отложения	Углы падения рудовмещающих нарушений
1	Павлик	Атканская P _{2,3at} , омчакская P _{2,3om} свиты	45–70°
2	Токичан	Верхи атканской P _{2,3at} , низы омчакской P _{2,3om} свиты	15–30°
3	Наталка	Пионерская P _{1pn} , атканская P _{2,3at} , омчакская P _{2,3om} свиты	45–60°
4	Омчак	Пионерская P _{1pn} , атканская P _{2,3at} , омчакская P _{2,3om} свиты	65°
5	Дегдекан	Пионерская P _{1pn1-pn2} свита	30–40°
6	Родионовское	Родионовская P _{1rd} свита	0–15°
7	Игуменовское	Родионовская P _{1rd} свита	Круглые

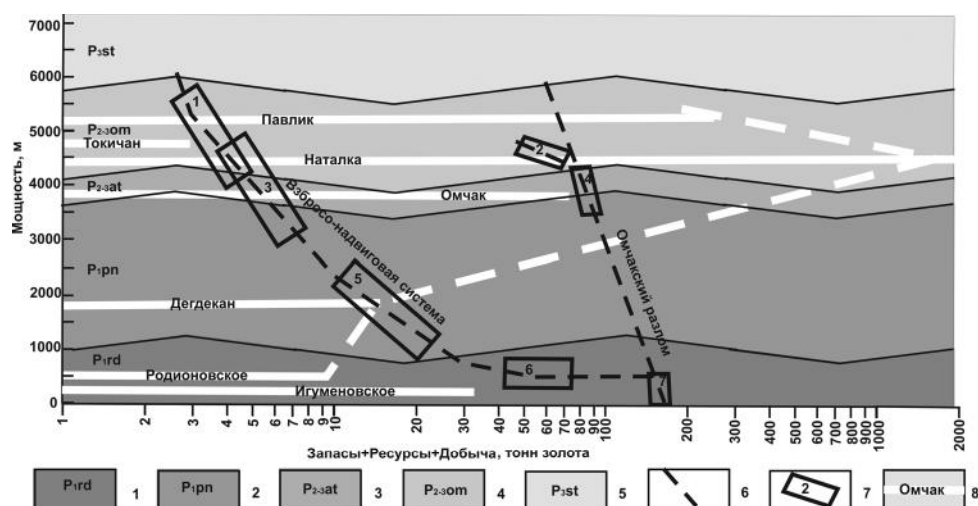


Рис. Модель структурной зональности орогенных месторождений золота Центрально-Колымского региона. Запасы+ресурсы+добыча по данным [12, 13].

1 – 5 терригенные отложения различных свит пермского возраста: 1 – родионовской; 2 – пионерской; 3 – атканской; 4 – омчакской; 5 – старательской; 6 – разрывные нарушения; 7 – позиция конкретного месторождения (номера из табл.); 8 – потенциал объекта.

присутствие самородков золота. Наиболее крупные месторождения – Наталка и Павлик [13], расположены в верхней части разреза (рис.). Запасы и ресурсы этих суперкрупных месторождений составляют сотни тонн золота, а средние содержания более выдержанные и сравнительно низкие – 1.5–2.5 г/т золота.

Таким образом, рудопроявления и месторождения в зоне и вблизи рудоподводящего Омчакского разлома имеют небольшие масштабы, более благоприятны опережающие рудовмещающие взбросо-надвиговые структуры. Месторождение Павлик приурочено к верхней части гидротермальной колонны, а ниже по глубине может располагаться крупнообъемная залежь, аналогичная Наталкинской. В соответствии с представленной на рис. структурной моделью вертикальный размах рудной колонны в районе превышает 4–5 км.

Литература

1. Шахтыров В.Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 62–64.
2. Михайлов Б.К., Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. Многофакторная модель крупнообъемного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область) // Отечественная геология. 2010. № 2. С. 20–31.
3. Межев С.В. Геологическое строение Наталкинского золоторудного месторождения // Колымские ВЕСТИ. 2000. № 9. С. 8–17.
4. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинский месторождение – золоторудный гигант России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 250 с.
5. Месторождение Наталкинского (Гончаров В.И., Горячев Н.А., Сидоров В.А. и др.) в кн. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В 3-х томах. Т. 3. Стратегические виды рудного сырья Востока России. Кн. 1. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 427 с.
6. Савчук Ю. С., Волков А. В., Аристов В.В., Сидоров В.А., Лямин С.М. Строение и состав золоторудных залежей месторождения Павлик // Руды и металлы. 2018. № 2. С. 77–85.
7. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Тюкова Е.Э., Сидоров В.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В., Земскова М.А. Новые данные по геологии и геохимии золото-кварцевого месторождения Родионовское (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 2. С. 93–112.
8. Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика, 2018. Т. 59, № 10. С. 1586–1605.
9. Фридовский В.Ю. Структуры золоторудных полей и месторождений Яно-Колымского рудного пояса (Восточная Якутия – территория Верхояно-Колымской коллизийной области) // Металлогения рядов коллизийных геодинамических обстановок. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 6–241.
10. Михайлов Б.К. Потенциал золотоносности Яно-Колымской провинции / Б.К.Михайлов, С.Ф.Стружков, В.В.Аристов, М.В.Наталенко, Н.В.Цымбалюк, Н.Э.Тямисов, А.А.Узюнкоян // Руды и металлы. 2007. № 5. С. 4–17.
11. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 216 с.
12. Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. Уникальные золоторудные регионы Витватерсранд (ЮАР) и Центрально-Колымский (Россия) – сопоставительный анализ // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2009. № 4. С. 72–81.
13. Государственный доклад. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 годах / Гл. ред. Е.А. Киселев. М.: ФГБУ ВИМС, 2018. 372 с.

**А.А. Сорокин¹, А.Ю. Кадашникова¹, А.В. Пономарчук²,
А.В. Травин^{2,3}, В.А. Пономарчук²**

**⁴⁰AR/³⁹AR ВОЗРАСТ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПОКРОВСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АРГУНСКОГО
КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА)**

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²ФГБУН Институт геологии и минералогии СО РАН

³Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск

Северо-восточная окраина Аргунского континентального массива, обращенная в сторону Монголо-Охотского складчатого пояса, является ареной проявления широкомащтабного проявления мезозойского магматизма. Здесь же представлены многочисленные и разнообразные по своему составу месторождения и рудопроявления цветных, редких и благородных металлов. Результаты комплексных геолого-структурных, геохронологических исследований типовых месторождений данного региона представляют необходимый базис для металлогенических построений нового поколения.

К таким объектам, безусловно, относится золото-серебряное Покровское месторождение, которое и является объектом данного исследования. Это месторождение расположено в северо-восточной части Аргунского континентального массива (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) в пределах Улунгинской вулканотектонической структуры [2, 5, 11] Умлеканской вулканической зоны. В металлогеническом плане оно расположено в пределах Улунгинского медно-серебро-золоторудного узла в составе Умлекано-Огоджинской молибденово-медно-серебро-золоторудной минерагенической зоны [8].

В пределах Покровского рудного поля наиболее древние образования представлены верхнеюрскими песчаниками, алевролитами, аргиллитами осежинской [4] свиты. Они смяты в брахиформные складки и прорваны биотитовыми гранитами и гранодиоритами раннемелового верхнеамурского комплекса (Сергеевский массив).

Улунгинская вулканотектоническая структура сложена раннемеловыми вулканами андезитами, дацитами, их туфами, кластолавами талданской свиты и базальтами, риолитами, туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками галькинской свиты. Основные рудоносные участки расположены среди гранитоидов Сергеевского массива и эффузивно-пирокластических образований вблизи от выводного канала палеовулкана (палеожерловины, по [11]).

По характеру геологического строения и степени рудоносности в пределах рудного поля выделены три участка: Покровка-1, Покровка-2 и Покровка-3. Рудные тела, вмещающие основные запасы золота (Главное, Новое, Озерное, Зейское и Молодежное), расположены в западной части месторождения на участках Покровка-1 и Покровка-3. Они локализованы в гранитоидах или приурочены к контакту гранитов и перекрывающих их вулканитов, а также в вулканитах [3, 6]. Содержание золота в рудных телах обычно не превышает 1–3 г/т. По совокупности указанных признаков месторождение Покровское относится к золотосеребряной формации [3, 13].

Для установления возраста проявления гидротермальных процессов, а также связи их с магматизмом нами были проведены геохронологические исследования (⁴⁰Ar/³⁹Ar

метод) магматических пород, относимых к различным комплексам, а также рудных образований, представленных на участке Покровка-1. Оруденение на этом участке сосредоточено, преимущественно, в гранитах. Рудная залежь ограничена сверху надрудной толщей метасоматически преобразованных вулканитов и снизу дайковым телом силлообразной формы дацитов-гранодиорит-порфиоров («силлом» по [2, 3, 6, 11, 12]).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в работах [7, 10].

Результаты проведенных исследований сводятся к нижеследующему.

Возраст полевого шпата из аргиллизированных окварцованных гранитов Сергеевского массива (обр. АМ-3), вмещающих рудное тело «Озерное», при расчете по плато составил 126 ± 3 млн лет (90 % выделенного ^{39}Ar), в изохронном варианте – 122 ± 6 млн лет, СКВО = 0.88.

Возраст биотита из пропицитизированных дацитов (обр. АМ-4) дайкового тела силлообразной формы, постилающего рудное тело «Озерное», при расчете по плато составил 125 ± 2 млн лет (94 % выделенного ^{39}Ar), возраст основной массы (хлорит-гидрослюдистого агрегата) 122 ± 1 млн лет (83 % выделенного ^{39}Ar). Близкие значения возрастов, но с большей погрешностью, получены и в изохронном варианте расчета: 123 ± 2 млн лет, СКВО = 1.8 и 123 ± 2 млн лет, СКВО = 2.1.

Возраст биотита из аргиллизированных окварцованных гранитов Сергеевского массива (обр. АМ-13), вмещающих рудное тело «Зейское», при расчете по плато составил 124 ± 5 млн лет (70 % выделенного ^{39}Ar), в изохронном варианте – 119 ± 6 млн лет, СКВО = 0.65. При этом следует отметить и отчетливую ступень с возрастом ~ 115 млн лет (25 % выделенного ^{39}Ar). Возраст полевого шпата из этого же образца оценивается нами по «псевдоплато», образованному 5–6 ступенями (69 % выделенного ^{39}Ar), которое соответствует 129 ± 6 млн лет.

Аргонограмма для основной массы из пропицитизированных дацитов (обр. АМ-15), дайкового тела силлообразной формы, постилающего рудное тело «Главное», не позволяет выделить плато. Тем не менее, на ней отчетливо выражены ступени с возрастом ~128 млн лет, ~125 млн лет, ~120 млн лет и ~119 млн лет.

Полученные данные позволяют оценить возраст магматических пород, представленных в пределах Покровского месторождения, а также рудных образований (гидротермально-измененных вулканических пород с промышленным Au-Ag оруденением) и сформулировать следующие выводы:

1) С учетом вторичных преобразований минимальный возраст гранитов Сергеевского массива верхнеамурского комплекса может быть оценен по возрасту биотита из образцов АМ-3 (126 ± 3 млн лет) и АМ-13 (124 ± 5 млн лет), а также возраста калиевого полевого шпата из образца АМ-13 (129 ± 6 млн лет). При этом наиболее древний возраст получен для калиевого полевого шпата – одного из наиболее устойчивых минералов в процессе аргиллизации [1]. Таким образом, по нашим данным, возраст рассматриваемых пород составляет ~ 129 млн лет.

2) Первичный возраст дацитов силлообразного тела, может быть оценен в интервале 128–125 млн лет, что соответствует возрасту вулканических пород талданского комплекса, для которых ранее получены датировки в интервале 127–123 млн лет.

3) Возраст наложенных на эти дациты процессов пропицитизации, в первом приближении, может быть оценен интервалом 122–119 млн лет. С учетом присутствия в

рассматриваемых породах золота и серебра, мы имеем основания предполагать, что этот возрастной интервал может быть распространен и на процесс формирования рудных тел.

4) Рассматриваемый интервал 122–119 млн лет существенно моложе датировок, полученных в последние годы для вулканических и субвулканических образований талданского комплекса, и, в этой связи, связать процессы рудообразования с этим комплексом не представляется возможным. В тоже время, этот интервал соответствует возрасту формирования галькинского вулканического комплекса (119–115 млн лет), сопровождаемого гранитоидным магматизмом того же возраста [9]. На этом основании мы полагаем, что формирование месторождения Покровское, вероятно, связано с галькинским комплексом.

Исследования выполнены при поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект 18-2-015).

Литература

1. Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572с.
3. Золоторудные месторождения России / Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель, 2010. 349с.
4. Зубков В.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1: 500 000. Лист N-52-B / Ред. В.Ф. Зубков. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
5. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО Дальгеология, 1990. 215 с.
6. Пересторонин А.Е., Степанов В.А. Вулканогенные золото-серебряные месторождения Приамурья // Металлогения. 2016. № 66. С.113–125.
7. Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К–Аг, 40Аг–39Аг, Rb–Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39 (1). С. 55–64.
8. Сережников А.Н., Волкова, Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
9. Сорокин А.А., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Саватенков В.М. Аптские бимодальные вулканические ассоциации и гранитоиды северной окраины Амурского микроконтинента: возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С.74–93.
10. Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
11. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Инъективные структуры и золото-серебряное оруденение Покровского рудного поля (Приамурье) // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 1. С. 25–38.
12. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия (Верхнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 3. С. 53–65.
13. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

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

РЕДОКС-ФОН ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗОН МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ИЛЬМЕНитОВОЙ И МАГНЕТИТОВОЙ СЕРИЙ

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

Одним из параметров, позволяющих разделить все магматические образования на две группы (магнитные – магнетитовая серия (МС) и немагнитные – ильменитовая серия (ИС)) является магнитная восприимчивость (MS), показывающая отношение намагниченности единицы объема породы к величине напряженности магнитного поля Земли. Магнитная восприимчивость свидетельствует об окислительно-восстановительных условиях (редокс-условиях) кристаллизации магматических пород. При недостатке кислорода в процессе остывания магмы основная масса железа в 2-х валентном состоянии уходит в темноцветные минералы типа биотита и в немагнитную окись железа FeO – ильменит. Избыток кислорода приводит к образованию магнетита – 3-х валентного окисла железа Fe₂O₃.

Многолетний опыт геолого-съёмочных работ в различных регионах мира [2, 3, 6] показывает, что с гранитоидами МС чаще связаны ареалы рудопроявлений и месторождений золота-меди-молибдена, а с ИС – вольфрама и олова. Эта закономерность является статистической, т.к. некоторые элементы могут образовывать различные рудные минералы в зависимости от окислительно-восстановительных условий кристаллизации.

Д. М. Печерский по результатам аэромагнитных съёмок на Северо-Востоке СССР и анализа огромного количества материалов других авторов пришел к выводу об определяющей роли тектонических условий, фугитивности кислорода и температуры при кристаллизации интрузивов на их магнитные свойства [2]. При этом «магнитность–немагнитность» пород задается, в первую очередь, на магматической стадии, а состав вмещающих пород, возраст и петрология магматитов незначительно влияют на магнитные свойства гранитоидов. По его мнению магнитные магматические породы возникают в зонах растяжения, а немагнитные – в зонах сжатия (орогенах).

По мнению С. Ишихары [6] гранитные массивы мезозой-кайнозойского возраста, сформировавшиеся в зоне субдукции вдоль восточного побережья Евразии, кристаллизовались в окислительных условиях. С ними связаны золото-медно-молибденовые месторождения. Интрузивы же, сформировавшиеся в орогенных поясах, содержащих в осадках захороненное органическое вещество, приобретали восстановленный состав за счет переработки углерода. С ними чаще ассоциируется вольфрам-оловянное оруденение.

Н.П. Романовский [3] приходит к выводу о схожести глубинного строения Кордильер и Сихотэ-Алиня по комплексу геофизических измерений и геологических признаков. Кроме того, наблюдаемая корреляция ареалов гранитоидного магматизма и региональных минимумов силы тяжести соответствует, в первую очередь, магматитам мезозойского возраста. Подобные зоны разуплотнения и гранитизации являются основными источниками эндогенной металлогении. Таким образом, нет принципиальных различий в строении Тихоокеанских орогенных поясов близкого возраста, включающих в себя аккреционные комплексы океанических плит. В тоже время выявлено [6, 7], что магнетитовые и ильменитовые гранитоиды неоднородно распределены по обе стороны Тихого океана (рис.). Гранитоиды ИС доминируют в западной части Тихого океана, в то

время как гранитоиды МС преобладают в Восточно-Тихоокеанском орогенном поясе, т.е. различие состоит в редокс-условиях кристаллизации магматитов.

Рассматривая область магматитов ИС Сихотэ-Алиня [1], можно предположить, что во время орогенеза и связанного с ним синорогенного магматизма в Сихотэ-Алине в готтерив-палеоценовое время флюидный поток на территории всего орогена был восстановленный, несмотря на различные условия взаимодействия континентальной и океанической плит [4]. Субдукционные процессы ответственны за создание самой орогенной зоны, которая на длительный срок становится участком разуплотнения и повышенной проницаемости для мантийных растворов, имеющих восстановительный характер. В то же время вдоль побережья образовывались магматиты магнетитовой серии под воздействием окисленного флюида погружающегося слэба.

Андский тип субдукции характерен для мезозойского этапа развития всего Тихоокеанского побережья, однако, Евразийский материк практически стоял на месте по отношению к палео-Тихоокеанской плите. При субдукции же океанических плит в районе Америки сам континент постоянно двигался на запад с достаточно большой скоростью [8]. На сегодняшний день зона субдукции плиты Фараллон находится далеко под Северной Америкой, туда же уходит северная часть срединно-океанического хребта Тихого океана. Материк соскребал «бульдозером» осадки с океанической плиты и напознал на нее. По мнению других исследователей океаническая плита при движении

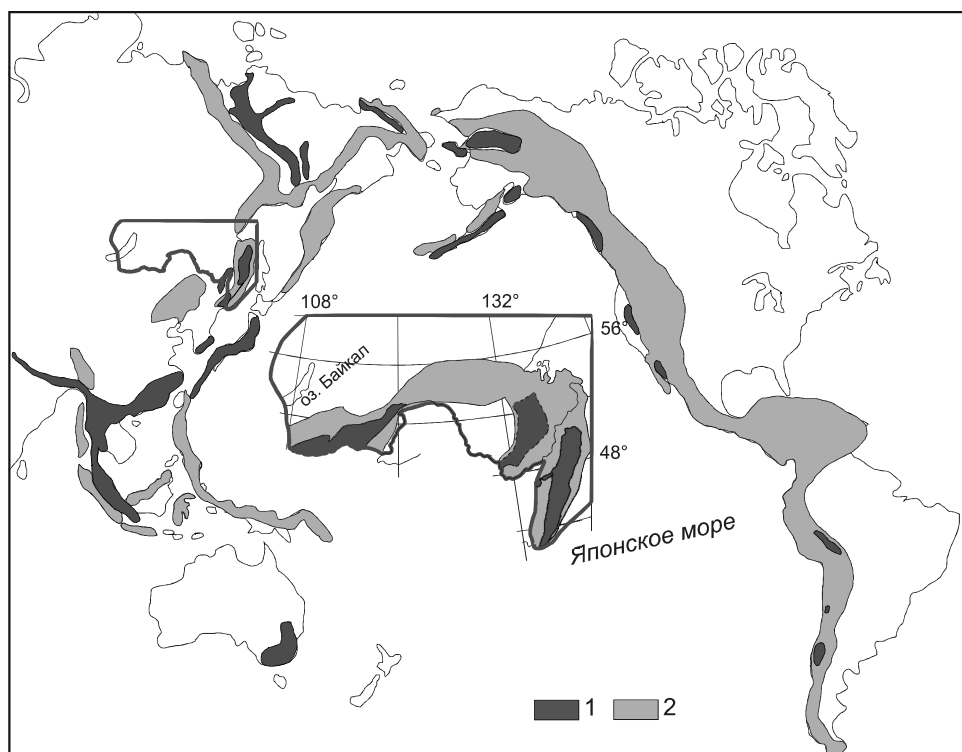


Рис. Схема магнетитовых и ильменитовых зон Тихоокеанского побережья по [6, 7] с добавлениями авторов. 1 – ильменитовая серия, 2 – магнетитовая серия магматических пород.

срезала нижнюю часть литосферы кратона [5]. В любом случае глубина погружения океанической плиты под континентом была не более 100–200 км. Поэтому в процессе возникновения орогенов Кордильер и Анд и получался окисленный флюидный поток от дегидратирующего слэба. Немногочисленные линейно вытянутые батолиты типа Калифорнийских, Сьера-Невада или Чилийских, возможно, возникли при орогенезе в особых зонах, где существовал поток восстановленных флюидов из верхней мантии.

Таким образом, выявленная зональность связана, на наш взгляд, с изменением окислительно-восстановительных свойств мантийного флюида при переходе от образований островных дуг, находившихся в зоне дегидратации слэба, к орогенным комплексам, обладавшим повышенной проницаемостью литосферы для восстановленных мантийных растворов. Это относится к северной, западной и, возможно, южной частям Тихоокеанского кольца. Субдукция, в данном случае, является механизмом образования орогенов и вулканических дуг в мезозой - ранне-кайнозойское время. Это привело к формированию вытянутых орогенных зон (ИС) и придвинутыми к ним со стороны океана поясов островных дуг (МС). На Восточно-Тихоокеанском побережье, по крайней мере в мезозое, существовала система плоских океанических плит, движущихся горизонтально под континентами. Это было связано или с особенностями субдукции или с движением американского кратона на запад, когда континентальные блоки Америки надвигались на океанические плиты. Поэтому при возникновении орогенов Кордильер и Анд восходящий флюидный поток оказался окисленным. Также, несмотря на наличие большого количества аккреционных террейнов, в них не возникло восстановленного магматизма в значительных объемах.

Литература

1. Меркулова Т.В., Мишин Л.Ф. Окислительно-восстановительные процессы в мезозойско-кайнозойских вулcano-плутонических системах и их роль в формировании региональных гравитационных и магнитных аномалий Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 112–124.
2. Печерский Д.М. (1964) Магнитные свойства гранитоидов Северо-Востока СССР. Магадан: Тр. СВКНИИ. 1964. Вып. 9. С. 6–158.
3. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 192 с.
4. Grebennikov A.V., Khanchuk A. I., Gonevchuk V. G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alinarea (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. N 261. P. 250–261.
5. Gutscher M.-A. Scraped by fat-slab subduction // Nature Geoscience. 2018. V. 11. P. 889–893.
6. Ishihara S. Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts // Resource Geology. 1998. V. 48, N 4. P. 219–224.
7. Wendt A.S., Vaughan A.P.M., Ferraccioli F., Grunow A.M. Magnetic susceptibilities of rocks of the Antarctic Peninsula: Implications for the redox state of the batholith and the extent of metamorphic zones // Tectonophysics. 2013. V. 585. P. 48–67.
8. Yonkee W. A., Weil A. B. Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system // Earth-Science Reviews. 2015. V. 150. P. 531–593.

Р.А. Турсунметов, Б.Д. Абдуллаев, М.Р. Жураев

**ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ СИНФАЗНОСТИ ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР,
СВЯЗАННЫХ С ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫМИ И ПРОМЫШЛЕННЫМИ ВОДАМИ**

ГП «Институт ГИДРОИНГЕО» Госкомгеологии РУз. Узбекистан, г. Ташкент

Современное состояние региональной изученности подземных вод и рассолов как гидроминерального сырья исследовано неравномерно по площади и глубине, а также неравнозначно для различных типов вод [3]. С другой стороны, выявленные месторождения с точки зрения глубинных процессов не достаточно изучены для ведения поисковых работ в целях прогнозирования. В связи этим необходимо в дальнейшем разработать методику детального глубинного геокартирования геологических структур, связанных с термоминеральными и промышленными водами.

При прогнозировании территории на термоминеральные, промышленные воды в качестве поисковых критериев привлекаются литофациальные, структурно-тектонические, гидрогеологические, гидрохимические и другие факторы [3]. В дальнейшем целесообразно привлекать интегрированные поисковые показатели с целью выявления перспективных площадей. Результаты многолетних исследований по изучению поведения термоминеральных вод и промышленных вод показали, что их формирование следует изучать в рамках эволюции тектонических структур различных уровней на современной геодинамической основе [3]. С другой стороны разработка этой проблемы позволит создать методическую основу определения интегрированных поисковых показателей с целью выявления перспективных площадей на термоминеральные и промышленные воды. Однако анализ результатов по изучению эволюции тектонических структур показал, что в дальнейшем целесообразно привлечение показателей наличия очага активизации физико-химических процессов, связанных со скоплением термоминеральных, промышленных вод по результатам изучения эволюции тектонических структур. В связи с этим необходимо отметить, что потребуются в дальнейшем изучение эволюции тектонических структур в обособленном геологическом пространстве, и на различных хронологических уровнях, характеризующих очаги активизации.

Ниже рассмотрим физико-геологическую модель тектонических структур. Тектоническая структура можно аппроксимировать блоково-зональной слоистой средой с неоднородностью локального характера. Границами блоков являются тектонические разломы или зоны. Состав или состояние геологической среды в пределах блока контролируется тектоническими процессами. Вместе с разломами внутри блока могут развиваться также зоны трещиноватости, которые находятся в зоне динамического воздействия разломов. В этих зонах может развиваться в зависимости от характера тектонического напряжения либо деформация сжатия, либо растяжения. В дальнейшем описываемая зона рассматривается как подвижная. Каждая зона или блок с глубиной аппроксимируются горизонтально-слоистой средой, которая может иметь локальные неоднородности. Следует отметить, что тектонические зоны рассматриваются как самостоятельные структуры.

При этом завершённость эволюции тектонических структур обеспечивается синфазностью эволюции тектонических структур, которая определяется унаследованностью тектонических структур [2, 3]. Отметим, что синфазность эволюции тектонических структур осуществляется при определенных соотношениях геологических образований,

в которых обеспечиваются динамические связи, обусловленными как глубинными, так латеральными процессами, между геологическими структурами различных рангов.

Синфазность эволюции тектонических структур происходит в обособленном геологическом пространстве и на определенной глубине заложения тектонических нарушений. В этом аспекте на первый план выдвигаются особенности тектонических движений в замкнутом пространстве, которые рассматриваются в рамках адвективной ячейки [1, 2]. В адвективной ячейке движения теплофлюидопотока вызваны инверсией плотностей горных пород, которые приводят к гравитационной неустойчивости геологической среды. При этом в каждой адвективной ячейке существуют восходящий, нисходящий, горизонтальный и противоположно направленный горизонтальный потоки, приводящие в движение теплофлюидопотоки. Совместные действия указанных потоков создают адвективную структуру в пределах ячейки. В настоящее время по результатам тектоно-физического моделирования изучена закономерность поведения адвективных структур при гравитационной неустойчивости геологической среды, которая происходит за счет инверсии плотности горных пород. Отметим, что инверсия плотности горных пород возникает за счет геодинамических процессов, которые вызваны движением теплофлюидопотоков из глубинных горизонтов.

Таким образом, прогнозирование перспективных участков на термоминеральные и промышленные воды по площади сводится к изучению синфазности эволюции палеозойских, альпийских (Mz – Kz) и неотектонических (N + Q) структур по данным бурения и структурной геофизики. В результате чего устанавливается обособленное пространство, где развита зона сквозных разломов, являющихся концентраторами элементов в подземных водах; указанная зона выделяется на основе корреляции структур растяжения по тектоническим структурам; изучается геохимическая зональность сквозных разломов по результатам геолого-геохимических опробований; по результатам математического моделирования геолого-геохимических, гидрогеологических и геофизических факторов определяется вероятность нахождения термоминеральных и промышленных вод.

В частности, рассмотрим Приташкентский артезианский бассейн, который приурочен к одноименной депрессии. В пределах настоящего артезианского бассейна в течение многих лет отбираются термоминеральные воды в бальнеологических целях. С точки зрения поиска термоминеральных вод по этой территории выделяются палеозойские, альпийские неотектонические структуры, синфазность эволюции которых в различных хронологических уровнях обеспечивает образование термоминеральных вод в пределах артезианского бассейна. Палеозойские тектонические структуры характеризуются блоковыми строениями, а эти блоки ограничены тектоническими зонами. Блоки находятся при динамических воздействиях тектонических напряжений, в результате чего в пределах отдельных блоков наблюдаются разуплотненные зоны, отличающиеся повышенной проницаемостью.

При фазе активизации тектонических процессов в альпийский период отмеченные зоны играют роль каналов для миграций флюидопотоков. В данном случае глубина залегания тектонических нарушений считается палеозойской. Следовательно, дальнейшие тектонические движения можно рассматривать в рамках модели адвективной ячейки.

В этом аспекте с точки зрения формирования термоминеральных вод наибольший интерес представляют особенности складчатой системы мезозойского периода, которая содержит термоминеральные воды. Анализ опорных разрезов складчатой структуры показывает, что при образовании складчатости существенную роль играют не только

сокращения в горизонтальном направлении, но и развития адъективных движений, вызванных за счет инверсии плотности горных пород. Благодаря действию восходящего адъективного потока наблюдается процесс разуплотнения в перегибах складки, а указанная закономерность подтверждается данными бурениями. При неотектонических движениях отмеченные особенности складчатой системы сильнее проявляется. Таким образом, в полной мере соблюдается парагенез структурных форм складчатости при синфазной эволюции. Неотектонические структуры региона сформированы при участии как вертикальных, так и горизонтальных движений, которые четко проявились в рамках модели адъективной ячейки второго ранга.

Особенностью неотектонических процессов в Приташкентском артезианском бассейне является то обстоятельство, что сквозные неотектонические зоны образуются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Следовательно, структуры растяжения, характеризующие сквозные тектонические зоны, развиваются как вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Они образовались в рамках модели сдвиговой тектоники, которая реализовалась благодаря действию гравитационной тектоники. Структуры растяжения простираются в северо и северо-западном направлениях, что согласуется с закономерностью формирования термоминеральных вод в пределах Ташкентского артезианского бассейна.

По результатам выполненных работ можно сделать следующие выводы:

1. Скопления термоминеральных и промышленных вод определяется синфазностью эволюции тектонических структур в обособленном геологическом пространстве, т.е. в пределах очага активизации теплофлюидопотоков.

2. Синфазность эволюции тектонических структур обеспечивает образования термоминеральных и промышленных вод.

3. Сквозные тектонические зоны служат в качестве концентраторов термоминеральных и промышленных вод.

Литература

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
2. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
3. Турсунметов Р.А., Бакиев С.А., Антоненц А.Г. и др. К прогнозированию перспективных участков на термоминеральные и промышленные воды на основе изучения эволюции тектонических структур // Проблемные вопросы гидрогеологии, инженерной геологии, геологии и пути их решения: Тезисы Республиканской научно-технической конференции. Т.: ГП «НИИМР», 2012. С. 36–39 с.

**А.И. Ханчук¹, А.Г. Мочалов², И.Ю. Рассказов³, О.В. Якубович²,
Н.В. Бердников⁴, В.Г. Невструев⁴**

**ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ САМОРОДНОЙ ПЛАТИНЫ ИЗ ФЛЮИДОЛИТОВ
АНДЕЗИТОВОГО СОСТАВА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОГО (МАЛЫЙ
ХИНГАН, РОССИЯ)**

¹ФБГУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ФБГУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

³ФБГУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

⁴ФБГУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск.

Месторождение Поперечное – одно из многочисленных железо-марганцевых месторождений Южно-Хинганской рудоносной зоны на Малом Хингане. Зона приурочена к юго-восточному обрамлению Буреинского массива, который представляет собой метаморфизованную в раннем ордовике аккреционную призму [5]. Руды образуют во вмещающих доломитах мурандавской свиты субвертикальные тела мощностью до 20 м. В строении месторождения принимают участие флюидно-эксплозивные брекчии (флюидолиты), в которых обнаружено самородное золото, минералы платины и платиноидов (МПГ). Высокие содержания элементов платиновой группы (до 11.3 г/т) позволяют отнести флюидолиты месторождения Поперечного к новому перспективному коренному источнику платиновых металлов [2].

МПГ представлены главным образом зернами изоферроплатины размером 0.1–0.25 мм с примесью Pd, Ir, Cu и Ni. Встречаются зёрна самородного иридия с переменными количествами Ru, Pt, Os. В качестве микровключений в изоферроплатине присутствуют самородные осмий и иридий, сульфиды и сульфоарсениды платиноидов.

Минералы платиновой группы в флюидолитах обнаружены нами впервые на месторождении Поперечном. Этот особый тип благороднометальной минерализации требует детального изучения, важнейшей частью которого является определение возраста МПГ. Это поможет установить генетическую связь (или отсутствие таковой) флюидолитов с вмещающими породами и геологическими событиями в регионе, а также оценить перспективы обнаружения подобного оруденения в других районах.

Возраст изоферроплатины определен нами с помощью ¹⁹⁰Pt-⁴He метода [6]. Для геохронологических исследований из навесок изоферроплатины, выделенных из проб флюидолитов, отобраны зерна, не содержащие вростков других минералов. Одно или несколько зерен заворачивались в танталовую фольгу с добавлением чистой меди. Полученные препараты помещались в рениевый цилиндр и нагревались до температуры 1400°C. Выделяющиеся газы очищались с помощью геттерных насосов, ионизация гелия производилась за счет электронного удара. Концентрация радиогенного гелия определялась на масс-спектрометрическом комплексе МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН с чувствительностью $\sim 5 \times 10^{-12}$ см³.

С помощью программы Isoplot [8] построена изохрона (рисунок). Для трех препаратов количество выделившегося гелия оказалось соизмеримо с фоновым значением (мелкие залитые кружки). Эти результаты не использовались для построения изохроны.

Полученный ¹⁹⁰Pt-⁴He возраст изоферроплатины из флюидолитов месторождения Поперечного 12.5 ± 21 млн лет соответствует времени ее кристаллизации, которая, согласно имеющимся минералогическим и петрографическим данным, происходила в

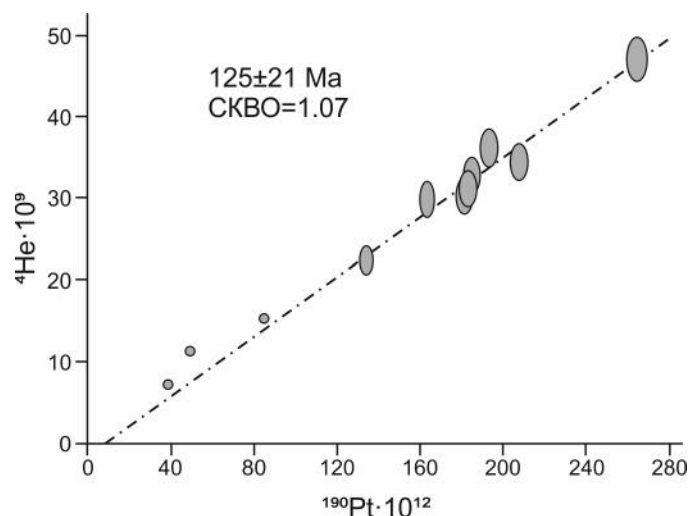


Рис. ^{190}Pt - ^4He изохрона для изоферроплатины из флюидолитов месторождения Поперечное.

условиях магмаогенно-флюидно-метасоматического процесса формирования ультрамафит-мафитовых комплексов [1]. Флюидолиты, по-видимому, являются «транспортёром» кристаллизовавшихся на глубине благородных металлов. Поэтому возраст образования самих флюидолитов может быть оценен как $< 125 \pm 21$ млн лет, т.е. значительно моложе возраста вмещающих карбонатов мурандавской свиты (поздний рифей-венд).

Модели, построенные по геологическим данным [4] и по результатам глубинной томографии [9], показывают наличие под районом месторождения структуры типа слэб-виндоу, образовавшейся в обстановке раннемеловой трансформной континентальной окраины после прекращения юрской субдукции плиты Изанаги под композитный Цзямуси-Буреинско-Ханкайский террейн. Два пика раннемелового (125 и 100 млн лет) магматизма на территории Буреинского массива и Восточной Азии, для которого характерно образование мелких ультрамафит-мафитовых интрузий, по-видимому, обусловлены апвеллингом подслэбовой астеносферы [4]. Отражением этого процесса в пределах месторождения Поперечного явилось формирование тел флюидолитов.

В областях развития раннемеловых вулканитов Хингано-Яуринской зоны Малого Хингана выявлены контрастные литохимические аномалии палатиноидов неясного генезиса, сопровождаемые повышенными содержаниями Co, Ni и Au. [7]. Эти аномалии расположены вблизи областей развития рудно-магматических систем апт-альбского возраста, в формировании которых большую роль играют флюидно-эксплозивные образования [3].

Таким образом, ^{190}Pt - ^4He возраст изоферроплатины месторождения Поперечного (125 ± 21 млн лет) однозначно указывает на генетическую разнородность рифей-вендских карбонатов мурандавской свиты и развитых в них раннемеловых эксплозивно-магматических брекчий с МПГ. Так как брекчиевые породы сопровождают большинство железо-марганцевых месторождений и проявлений на Малом Хингане, необходимо их дальнейшее изучение с целью уточнения геологической истории развития региона и выявления особенностей связанной с ними благороднометалльной минерализации нового типа.

Исследования выполнены в рамках тем НИР ИГГД РАН, ДВГИ, ИТиГ и ИГД ДВО РАН, при частичной финансовой поддержке Проекта 18-2-015 ДВО РАН.

Литература

1. Мочалов А.Г. Россыпеобразующие формации минералов платиновой группы Дальнего Востока России // Рудные месторождения и процессы рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 367–386.
2. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Диденко А.Н., Саксин Б.Г., Лаврик Н.А. Флюидолиты как источник коренной золото-платиноидной минерализации на примере месторождения Поперечное (Малый Хинган) // Докл. АН, 2018. Т. 482, № 2. С. 202–205.
3. Саксин Б.Г., Усиков В.И., Невструев В.Г. Мезозойское рудное золото Малого Хингана (Дальний Восток России) и обоснование направления поисков в рамках концепции флюидно-каркасных систем // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 3. С. 57–69.
4. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
5. Ханчук А.И., Невструев В.Г., Бердников Н.В. Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Бурейского массива и их благороднометалльная минерализация // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 815–828.
6. Шуколюков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Корнеев С.И., Гороховский Б.М. Новый изотопный геохронометр для прямого датирования самородных минералов платины (190Pt-4He-метод) // Петрология. 2012. № 6. С. 545–559.
7. Юрченко Ю.Ю. Геохимические критерии прогнозной оценки на благороднометалльное оруденение закрытых и полузакрытых территорий Малого Хингана (Дальний Восток): Автореф. дис. . . . канд. геол.-минер. наук. Санкт-Петербург, 2012. 24 с.
8. Ludwig K.R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. V. 4. 70 p.
9. Zhao D., Pirajno F., Dobretsov N.L., Liu L. Mantle structure and dynamics under East Russia and adjacent regions // Russian Geology and Geophysics. 51 (2010) 925–938.

В.Г. Хомич, С.А. Касаткин, Н.Г. Борискина**МИНЕРАГЕНИЯ ЮЖНО-ОХОТСКОЙ ПРОВИНЦИИ И ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА***ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Основная особенность Южно-Охотской провинции состоит в размещенности на ее площади большого числа недостаточно изученных проявлений полиметалльного эндогенного оруденения и крупных нефтегазовых, газоконденсатных, газогидратных месторождений [1–3]. На о. Сахалин основная часть россыпей, ореолов и коренных проявлений Au и ЭПГ, привлекающая внимание поисковиков, геологоразведчиков и предпринимателей, сосредоточена в Рукутамо-Армуданском рудном районе. Благороднометалльное оруденение и его россыпи размещены здесь на выступах палеозой-мезозойского основания из метаморфических сланцев с телами позднеюрско-раннемеловых мафит-ультрамафитов, интрузивами эоценовых габбро-диоритов, гранодиорит-гранитов и дайками андезитов, гранит-порфиров, местами перекрытых неогеновыми вулканокластическими толщами андезит-дацитового состава. В районе проявлена ртутная, золото-киноварь-антимонитовая, реже золото-сульфидно-кварцевая (с шеелитом) минерализация. Встречаются и участки сосредоточения золотоносных конгломератов с высокопробным (~900 ‰ и более) хорошо окатанным Au [2]. ЭПГ в россыпях района представлены соединениями Ru-Os-Ir, реже самородной, палладистой и железистой Pt [4]. Платиноиды встречаются там, где долины рек и ручьев пересекают зоны меланжа с телами метагабброидов, серпентинитов, серпентин-амфиболовых сланцев спилит-диабазовой и дунит-гарцбургитовой формаций. Среди ЭПГ различают мелкие самородки рутениридосмина и ферроплатины. Последние цементируют раздробленные зерна рутениридосмина [2]. В коренных и делювиальных развалах офиолитов также установлены две минерально-геохимические ассоциации: Os-Ir и Pt-Pd. Суммарное количество ЭПГ в породах мафит-ультрамафитовых массивов изменяется в диапазоне 8.6–46.0 мг/т, а в хромититах из них: от 693 до 834 мг/т, с присутствием микрозерен сульфидов изоморфного ряда лаурит (RuS₂) – эрлихманит (OsS₂) [5].

В Курильской островодужной системе благороднометалльное оруденение, его ореолы и россыпи относительно хорошо изучены на островах южного звена: Кунашир, Итуруп, Уруп [2, 6, 7]. Значимые концентрации (г/т) ЭПГ: Ir – 0.6, Os – 0.3, Ru – 0.17, Rh – 0.053, Pt – 0.17, Pd – 0.57 выявлены Л.П. Разиным [8] в рудах местных колчеданно-полиметаллических месторождений и залежах серно-колчеданных (с опалитами) проявлений на о. Кунашир. Еще одной исключительно важной особенностью Южных Курил является золото-платиноидная металлоносность некоторых действующих паро- и гидротерм. Реальная рудность (Au+ЭПГ) сольфатар и гидросольфатар у кунаширских вулканов Менделеева и Головнина, сопоставимая по масштабам с размерами известных месторождений традиционного типа, доказана Л.П. Разиным. На о. Итуруп в высокотемпературных (до 940°C) сублиматах вулкана Кудрявый, среди сложных фосфор-хлор-углеводородных соединений зафиксированы зерна Au, самородной Pt и других ЭПГ [9, 10]. Их концентрации (г/т) достигали 1.1 Pt, 2.2 Pd и 0.41 Rh [2].

В Южно-Охотской провинции известно более 60 нефтегазовых месторождений и свыше 700 участков эмиссии природных газов, включая газогидратные, вулканические и грязевулканические [1, 3, 11, 12]. Детальными исследованиями Сахалинских нефтегазовых полей доказана исключительная роль сдвиговой тектоники в формировании очагов

и зон транспортировки водно-углеводородных флюидных потоков, создании условий для появления проницаемых каналов и непроницаемых флюидоупоров в кайнозойских осадочных бассейнах растяжения [1, 3]. С флюидогеодинимических позиций важными факторами формирования соответствующих нефтегазовых, газоконденсатных месторождений являются глубинные разломы, контролирующие создание таких бассейнов и путей миграции флюидопотоков. Примечательно, что придонно-морские газогидраты, выявленные у многих структур газового просачивания, также в основном приурочены к зонам глубинных разломов. Наиболее крупная линейная зона шельфовых газогидратов из более чем 150 очагов разгрузки углеводородных газов имеет протяженность около 130 км. При этом участки со значительными притоками CH_4 проецируются на разломы глубокого заложения [13].

Охотоморскими экспедициями ДВО РАН установлена пространственно-временная сопряженность процессов значительной эмиссии природных газов (в виде потоков, струй, факелов, выбросов, пузырей) и глубокофокусных землетрясений с гипоцентрами в транзитной (переходной) зоне мантии на глубинах до 700 км [13]. Ориентировка осей напряжения глубокофокусных землетрясений согласуется с направлением движения субдуцирующей Тихоокеанской мегаплиты. Их углы погружения близки 45° . Анализ расшифровок фокальных механизмов сильных ($M \geq 5$) землетрясений, выполненный по материалам каталога NEIC (США) подтвердил широкую распространенность в Курило-Камчатской СФЗ очагов напряжений сдвигового типа с крутонаклонным ($\angle 40\text{--}90^\circ$) погружением средней оси и близгоризонтальными слабонаклонными ($\angle 0\text{--}30^\circ$) левосторонними и правосторонними смещениями в плоскости разрывов [13, 14]. Для южного звена Курильской островодужной системы характерна аномальная проявленность левых сдвигов и повышенная сейсмичность. Вероятна их предопределенность активизацией близрасположенных разломных зон трансформного типа Носаппу, Итуруп и Уруп. Суммарная амплитуда латеральных смещений по некоторым из них оценивается в 150 км. По этим сместителям, судя по сейсмотомограммам [15], имели место не только подвижки запад-северо-западного простирания с доминантой левосторонних смещений, но и одновременное формирование структур осдвигового растяжения. Таким образом, именно глубинные долгоживущие сдвиги создавали в субдуцирующем океанском слэбе структуры растяжения, проницаемые для восходящих подсубдукционных астеносферных и мантийных флюидно-тепловых потоков.

Перемещаясь по восстанию в мантийный клин и надсубдукционную астеносферу, такие потоки инициировали развитие процессов метасоматоза в подлитосферной мантии, с последующим формированием первичных магматических резервуаров в низах континентальной литосферы. Дальнейшая миграция потоков обеспечивала возникновение в консолидированной земной коре промежуточных и периферических магматических очагов, а над ними – сводово-купольных поднятий с рудно-магматическими системами разного масштаба. В кайнозойских сложнодислоцированных осадочных бассейнах, обрамляющих поднятия, среди коллекторов, структурно-литологических ловушек под флюидоупорами мантийно-абиогенные водно-углеводородные тепловые потоки, прежде канализированные разломные зоны трансформного типа, формировали залежи нефти и газа, а на дне морской акватории – поля газогидратов.

Литература

1. Сапрыгин С.М. Тектоническая флюидодинамика. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное изд-во, 1997. 80 с.
2. Данченко В.Я. Геологическое положение и вещественно-генетические типы оруденений редких и благородных металлов в Южно-Охотском регионе Тихоокеанского обрамления. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики Сахалинского научного центра ДВО РАН, 2003. 227 с.
3. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 275 с.
4. Данченко В.Я., Жаров А.Е., Николаева Л.Н. Минералы россыпей как индикаторы разнотипного оруденения золота и платины на Сахалине // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 59–72.
5. Леснов В.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: Академическое изд-во ГЕО, 2015. 240 с.
6. Кемкина Р.А., Кемкин И.В. Вещественный состав руд и минералого-геохимическая методика оценки потенциального загрязнения окружающей среды токсичными элементами (на примере Прасоловского месторождения). Владивосток: Дальнаука, 2007. 212 с.
7. Кириллов В.Б., Горошко М.В. Золотоносность острова Уруп Большекурильской островной дуги // Региональные проблемы. 2008. № 9. С. 50–55.
8. Разин Л.В. Современная вулканогенная платиновая металлоносность и золотоносность на острове Кунашир, генетически связанная с молодым андезит-базальтовым вулканизмом Большой Курильской Гряды // Платина России. Сб. научных трудов. Т. VII. Красноярск, 2011. С. 476–493.
9. Yudovskaya M.A., Distler V.V., Chaplygin I.V., Mokhov A.V., Trubkin N.V., Gorbacheva S.A. Gaseous transport and deposition of gold in magmatic fluid: evidence from the active Kudryavy volcano, Kurile Islands // Mineralium Deposita. 2006. V. 40. P. 828–848.
10. Дистлер В.В., Диков Ю.П., Юдовская М.А., Чаплыгин И.В., Булеев М.И. Платино-хлор-фосфор-углеродородные комплексы в вулканических флюидах: первая находка в земной обстановке // Докл. АН. 2008. Т. 420, № 2. С. 217–220.
11. Обжиров А.И. История открытия газогидратов в Охотском море // Подводные исследования и робототехника. 2006. № 2. С. 72–82.
12. Шакиров Р.Б. Особенности химического и изотопного состава углеводородных газов вулканов Менделеева и Головнина (о. Кунашир) // Геохимия. 2014. № 3. С. 267–279.
13. Касаткин С.А., Обжиров А.И. Флюидоконтролирующее значение разломной зоны Носаппу и условия формирования потоков метана и залежей газогидратов (Охотоморский регион) // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 1. С. 61–66.
14. Касаткин С.А. Современные сдвиговые дислокации в сейсмофокальной зоне Охотоморского региона и значение разломной зоны Носаппу в формировании Северо-Сахалинской нефтегазоносной области // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле / Под ред. А.О. Глико, Ю.Г. Леонов. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 309–312.
15. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 830–851.

А.А. Чашин, В.К. Попов, С.Ю. Будницкий, С.А. Чашин,
А.А. Вельдемар, Д.С. Остапенко

КАЛИЙ-АРГОНОВЫЕ ДАТИРОВКИ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ НАРВСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-
ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ)

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В настоящем сообщении представлены результаты геохимических и геохронологических исследований палеоген-неогеновых вулканитов (зайсановской свиты и славянской толщи эффузивных пород) Нарвской впадины, позволяющие внести коррективы в имеющиеся представления о времени формирования и геохимической специфике магматических образований кайнозойского чехла этой впадины.

Нарвская впадина является одной из малоизученных кайнозойских рифтогенных депрессий, расположенных на территории Юго-Западного Приморья. Географически она приурочена к верховьям р. Нарва и представляет собой наложенную палеоген-неогеновую тектоническую депрессию (размерами 18×10 км), имеющую форму близкую к изометричной. Наибольшая глубина погружения фундамента впадины достигает 500 м.

Фундамент Нарвской впадины сложен преимущественно позднепермскими гранитоидами гамовского комплекса. Среди гранитных массивов встречаются останцы ороговикованных песчано-глинистых сланцев верхнепермского возраста. Чехол впадины представлен: эоценовыми вулканитами зайсановского комплекса; среднеэоценовыми песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами угловской свиты, залегающие либо на фундаменте, либо на эоценовых эффузивах; эоцен-олигоценными осадочными отложениями хасанской свиты; отдельными ранне-среднемиоценовыми покровно-экструзивными телами преимущественно риолитового состава славянской толщи [1].

Наиболее древние магматические образования кайнозойского чехла впадины установлены на её юго-западном фланге в левом борту р. Нарва. Представлены они здесь *толщей кислых эффузивов*, которая сложена маломощными покровами дацитов, риодацитов, реже андезитов и их туфами. По результатам геологического изучения (в рамках ГДП-200) вулканиты данной толщи были отнесены к зайсановской свите эоценового возраста [1]. Выполненное нами К-Аг датирование дацитов, залегающих в нижней части разреза «кислой толщи», дало значения 46.1 ± 0.8 млн лет. Датирование потоков андезидацитов и дацитов верхней части «кислой толщи» показало, что их возраст составляет 39.5 ± 1.10 и 41.9 ± 1.10 млн лет, соответственно. Примечательно, что одновременно с формированием толщи кислых лав в Нарвской депрессии вулканическая деятельность локально проявилась также в пределах Амбинской впадины. Датированные здесь К-Аг методом дациты и риолиты с адакитовой спецификой имеют возраст 46.1–42.8 млн лет [3]. Близкие значения абсолютного возраста имеют также адакиты, обнаруженные нами в пределах Поисковой впадины – 45.5 млн лет [4].

По содержанию K_2O проанализированные дациты и риодациты «кислой толщи» относятся к породам умереннокалиевой известково-щелочной серии. Они имеют весьма высокоглиноземистый состав ($al^7 = 1.73-5.10$), при Na_2O/K_2O (1.98–2.28). Им также присущи повышенные концентрации Na_2O (3.84–4.81 мас. %) и умеренное содержание MgO (0.39–2.7 мас. %) при магнезиальности $Mg \# = 0.24-0.58$. Геохимическая специфика «нарвских» дацитов и риодацитов заключается в высоком содержании в них Sr (690–813 г/т), LREE и в низком – HREE, Y (10–13 г/т). В этой связи спектры распределения

REE в описываемых вулканитах имеют крутой отрицательный наклон в области HREE ($(La/Yb)_n = 43-19$). Eu-минимум в изученных образцах отсутствует ($Eu/Eu^* = 0.73-0.98$). На индикаторной диаграмме Sr/Y – Y фигуративные точки данных пород располагаются в поле адakitов, тогда как на диаграмме $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ их составы частично смещены в область неопределенности, где сопряжены поля адakitов и известково-щелочных лав. В целом, подобные геохимические характеристики позволяют классифицировать дациты и риодациты “кислой толщи” как адакиты. По классификации, предложенной [5], для деления адakitов на высококремнистые (HSA) и низкокремнистые (LSA) типы, исследованные «нарвские» дациты и риодациты по ряду петро-геохимических признаков ($SiO_2 = 62-68$ мас. %; $MgO = 0.39-3.2$ мас. %; $CaO+Na_2O = 7-9$; $Rb = 30-64$ г/т; $Sr = 691-813$ г/т) тяготеют к адакитам HSA-типа. На графиках нормированного распределения микроэлементов в исследуемых вулканитах отмечаются положительные максимумы по Ba и отрицательные минимумы по Nb, Ta и Ti, которые присущи породам, формирующимся в зонах субдукции.

Сравнения «нарвских» дацитов и риодацитов с близкими им по возрасту адакитами Амбинской впадины показало, что они отличаются от последних более высокими содержанием HREE, Hf, Zr, но низкими концентрациями Cs, Rb, Ba, Pb. В тоже время по геохимическому составу они весьма близки к эоценовым адакитам Поисковой депрессии.

Породы *зайсановской свиты* в пределах впадины пользуются ограниченным распространением и представлены преимущественно потоками базальтов, андезибазальтов реже андезитов, их туфами. Встречаются они, главным образом, в верховье р. Нарва, где слагают руины Нарвского стратовулкана [1]. По результатам K-Ar датирования покров базальтов на левом борту р. Нарва имеет возраст 43.4 ± 1.2 млн лет, тогда как базальты, завершающие строение разреза лавовой толщи, расположенной на правом берегу р. Нарва – 39.6 ± 1.3 млн лет. В целом, полученные датировки близки к оценке возраста базальтов зайсановской свиты, развитой в пределах Краскинской впадины – 39–35 млн лет [3].

По содержанию щелочей проанализированные лавы относятся к породам преимущественно повышенной и реже нормальной щелочности, располагаясь на диаграмме $SiO_2 - K_2O + Na_2O$ в полях трахибазальтов и трахиандезибазальтов, а также базальтов и андезибазальтов. На диаграмме $SiO_2 - K_2O$ фигуративные точки составов этих пород располагаются в основном в поле высококалиевой и иногда умереннокалиевой известково-щелочной серии. По другим петрохимическим критериям все они принадлежат к умеренно-глиноземистым разностям ($al' = 0.94-1.34$) калиево-натриевого ряда ($Na_2O/K_2O = 1.5-2.4$). Помимо этого им присущи высокое содержание MgO (5.17–7.02 мас. %) при магнезиальности $Mg \# = 0.50-0.63$, а также несколько повышенные концентрации TiO_2 (1.26–1.50 мас. %) и P_2O_5 (0.54–1 мас. %). Для этих пород также типичны высокие концентрации Ni, Sr, Ba, Zr и низкие – Cs. К другим геохимическим особенностям вулканитов следует отнести высокую степень обогащения легких лантаноидов относительно тяжелых ($(La/Yb)_n = 52-18$) и отсутствие Eu-минимума ($Eu/Eu^* = 0.79-0.93$). Спектры распределения микроэлементов, нормированных к примитивной мантии в изученных базальтах, имеют положительные аномалии по Ba, K, и отрицательные по Nb–Ta, Hf, U, Ti. На диаграммах Th–Hf/3–Ta и Th–Hf/3–Nb/16 точки составов пород располагаются в поле базальтов островных дуг и активных континентальных окраин. От последних их отличают низкие содержания Al_2O_3 (15.6–17.6 мас. %) и более высокие концентрации TiO_2 (1.26–1.50 мас. %), Ni (52–139 г/т), а также несколько повышенные значения Ti/V (129–185), Ni/Co (2.6–4.4), Ce/Pb (15–18) и Zr/Hf (42–55), близкие к внутриплитным породам. Подобная двойственность геохимических характеристик, как правило, проявлена в вулканитах, формирующихся в синдвиговых структурах растяжения типа пулл-апарт.

Вулканиды *славянской свиты* в пределах впадины встречаются преимущественно в виде небольших отдельных покровно-экструзивных тел (г. Андрусовская сопка и др.) андезит-риолитового состава. К-Аг датирование образцов риодацитов г. Андрусовская сопка показало, что они сформировались 20.4 ± 0.5 млн лет назад. Близкая датировка 22.5 ± 0.6 млн лет была определена для экструзивного купола биотит-роговообманковых риодацитов, закартированного на левобережье р. Нарва. Ранее сопоставимый возраст 22.9 ± 0.3 млн лет был получен Rb-Sr методом для дацитов славянской свиты (экструзии м. Нерпа), развитой в пределах Пойменной впадины [2].

Дациты и риодациты славянской свиты по содержанию K_2O соответствуют высококальциевой известково-щелочной серии и относятся к весьма высокоглиноземистому типу ($al' = 2.7-7.5$). Им свойственны высокие содержания Na_2O (3.5–4.5 мас. %) и низкие концентрации MgO (0.06–0.38 мас. %) при магнезиальности $Mg \# = 0.06-0.41$. В геохимическом плане породы характеризуются крайне низкими концентрациями когерентных элементов – Ni, Co, V, а также некоторой деплетированностью в отношении таких крупноионных элементов, как Sr и Ba. На спайдер-диаграммах распределения микроэлементов изученные породы имеют отчетливые максимумы по Rb, La и минимумы по Nb, Ta, Sr, Ti, а также слабо выраженную отрицательную аномалию по Ba. Спектры распределения REE в этих породах характеризуются умеренным обогащением легких лантаноидов по отношению к тяжелым ($(La/Yb)_n = 8.04-17.95$) и наличием отрицательной аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 0.42-0.93$). На диаграммах Sr/Y – Y и $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ фигуративные точки их составов расположены вне поля адацитов. В целом, риодациты славянской свиты отличаются от сходных по кремнекислотности пород “кислой толщи” Нарвской впадины низкими содержаниями Sr и высокими – Rb, Pb, Y, Yb.

На основании полученных геохронологических данных можно предположить, что начальный этап вулканизма в пределах Нарвской впадины связан с локальным извержением кислых магм, имеющих адакитовые геохимические характеристики. Извержения данных лав продолжалось в течение примерно 7 млн лет – от 46 до 39 млн лет назад. Приблизительно в этот же период времени в пределах впадины происходило формирование вулканидов зайсановской свиты (43–39 млн лет). Новая вспышка вулканической активности произошла здесь в нижнем миоцене (23–20 млн лет). Она ознаменовалась извержением дацитов и риолитов славянской свиты.

В заключение отметим, что по имеющимся на сегодняшний день геолого-геохимическим данным, ареал проявления эоценовых адакитоподобных пород на территории южного Приморья прослеживается в северо-восточном направлении на расстояние более чем 200 км от Поисковой впадины до Нарвской депрессии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грантов: мол_а №18-35-00180 и №17-05-00883_а.

Литература

1. Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 200 000. Серия Ханкайская. Листы К-52-XI, XVII. Объясн. записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013.
2. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Кайнозойский магматизм юго-западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
3. Чашин А.А., Попов В.К., Нечаев В.П. и др. Геохимические особенности эоценового вулканизма рифтогенных впадин юго-западного Приморья: Материалы Второго Всерос. симпозиума с междунар. участием. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. Т. 2. С. 164–168.
4. Чашин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 5. С. 1–6.
5. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

А.А. Черепанов

**ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕХНОЛОГИИ ПЕРЕРАБОТКИ
«ИОННЫХ» РУД ДЛЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ПОРОД
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

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

Редкоземельные элементы (РЗЭ) являются одним из наиболее дефицитных стратегических материалов. Обеспеченность России низкая. Промышленные месторождения, содержащие РЗЭ, расположены в районах экономически неосвоенных. Технологии переработки руд очень сложные и дорогостоящие. Необходимы альтернативные месторождения или новые технологии, позволяющие рентабельно извлекать РЗЭ.

Монополистом отрасли в настоящее время является Китай, который поставляет более 95 % всех редкоземельных металлов в мире. Важным источником получения иттриевоземельных элементов в Китае являются так называемые «ионные руды», развитые в корях выветривания по гранитам, выявленные в середине 80-х годов прошлого века в провинции Цзянси, а позднее и в провинции Гуандун и других южных провинциях.

Типичным представителем «ионных» руд является месторождения провинции Лонгнан. На месторождении РЗЭ в ионной форме адсорбированы глинистыми минералами. Их образование связано с особенностями климата и выветривания. Поверхностные слои гранита под действием субтропического климата (жаркая и влажная погода) претерпели сильную эрозию. Ионы РЗЭ переходили в водную фазу и мигрировали в нижние слои. Находящиеся в нижних слоях каолиновые и глинистые почвы сорбировали ионы лантаноидов и происходило их накопление. Ионно-сорбционные руды богаты иттрием и тяжелыми лантаноидами, которые накапливаются в корях выветривания более интенсивно, чем легкие. Глинистые минералы способствовали накоплению из-за их высоких сорбционных способностей к ионам РЗЭ.

Известно более 100 месторождений «ионных руд». Они по запасам мелкие – 3–12 тыс. т TR_2O_3 и бедные по содержанию (РЗЭ – 0.05–0.2 %). По составу руды относятся к иттриевым и на 89 % представлены ионным типом руд. Остальная часть РЗЭ в корях выветривания месторождений представлена зернами ксенотима и монацита. Генетически близка к «ионным» редкоземельная минерализация некоторых месторождений бурых углей Приморья [2].

Промышленная переработка таких мелких месторождений нерентабельна. Перерабатывают кустарным способом. В крестьянские дворы по всей стране завозится глина и необходимые реактивы (сульфат натрия и щавелевая кислота). Глину помещают в бочку, разводят водой, размешивают палкой или мотором, добавляя сульфат натрия. Затем фильтруют раствор, засыпают в него щавелевую кислоту и собирают осадок солей РЗЭ с чистотой около 75 %. Соли на промышленном предприятии очищают от примесей и получают чистый суммарный концентрат в виде оксидов.

Охарактеризованная выше технология извлечения РЗЭ из глинистых руд очень проста, с невысокими трудозатратами. Её простота и низкие трудозатраты привлекательны, и требуют проверки на применимость в наших условиях и к нашим породам, содержащим РЗЭ в повышенных количествах.

Нами в лабораторных условиях выполнена экспериментальная проверка действия такой технологии на различных породах и рудах Хабаровского края и ЕАО.



Рис. Технологическая схема эксперимента.

Навеску пробы 10 г заливали водой 30–40 мл, многократно перемешивали, постепенно добавляя 3–5 г мелкоизмельченного сульфата натрия. Затем фильтровали раствор, отделяя осадок. В полученный раствор добавляли с избытком щавелевую кислоту, давали отстояться не менее 12 часов, отделяли осадок, высушивали, взвешивали и направляли на анализ на редкие элементы и редкие земли. Последнее производилось методом ICP-MS (прибор E-9000, Перкин Элмер, США). На анализ направлялись также исходные пробы, содержание в которых принимали за 100 %. Получали осадок 1 (ос-1) после осаждения сульфатом натрия, осадок 2 (ос-2) после осаждения щавелевой кислотой и фильтрат. Содержание РЗЭ в осадке 2 показывает – сколько РЗЭ находилось в ионной форме, а содержание в осадке 1 – сколько РЗЭ в виде минералов и соединений не реагирующих с сульфатом натрия. Потери и чистота опыта оценивалась по содержанию РЗЭ в фильтрате. В растворе, при добавлении в него сульфата натрия, РЗЭ, находящиеся в ионной форме, переходят в двойные сульфаты натрия, растворимые в воде. Другие компоненты, а также РЗЭ, находящиеся в минеральной или другой не ионной форме, при фильтровании перейдут в осадок 1 (ос-1). При последующем воздействии на раствор щавелевой кислотой происходит осаждение РЗЭ в виде оксалатов.

В зоне гипергенеза многие минералы РЗЭ (монацит, ксенотим и другие) устойчивы и остаются в коре выветривания, где нередко накапливаются с образованием промышленных скоплений (Томтор, Чуктоконское, Белозиминское и др.) или переходят в россыпи. Другие разрушаются с образованием «ионных» руд или гипергенных минералов типа черчита, рабдофанита, флоренсита и других вторичных фосфатов. Последние образуют пленки на поверхности глинистых минералов и гидроксидов железа и марганца. Эти новообразования также вряд ли будут растворяться под воздействием щавелевой кислоты. На долю вторичных фосфатов, зернистых и пленочных, приходится около 80 %

суммарного количества РЗЭ+У в зонах выветривания [4]. Сульфиды при окислении способствуют частичному переходу РЗЭ в ионную форму.

Для проверки использованы пробы буроугольного месторождения Ушумун, содержащие Σ РЗЭ+У 180–200 г/т [1], осадочных фосфоритов участка Гремучий (Σ РЗЭ+У 670–820 г/т), углеродистых сланцев нятыгранской свиты (РЗЭ+У от 500 до 1820 г/т) и подверженных различной степени выветривания [2].

Аргиллизиты имеют глинистый каолинит-галазитовый состав и по литературным данным они могут сорбировать РЗЭ. Фосфориты проявления Гремучий обогащены редкоземельными элементами и иттрием (до 813.58 г/т), ураном (до 52.23 г/т) и золотом (до 17.03 г/т), что позволяет рассматривать их как комплексные фосфор-уран-золото-редкоземельные руды. РЗЭ в них не образуют собственных минеральных фаз, входят в состав осадочного фосфорита. Углеродистые сланцы представлены тремя разновидностями: графитовыми (РЗЭ – 600 и более г/т), графитистыми (РЗЭ 150–300 г/т) и сульфид-графитовыми (РЗЭ до 1800 г/т). Носителем редкоземельной минерализации в графитистых сланцах является преимущественно детритный монацит, в составе которого преобладают легкие и средние РЗЭ. В графитовых сланцах основным концентратором РЗЭ является редкоземельный фосфат (ксенотим) с повышенным содержанием иттрия и легких РЗЭ. Повышенные содержания приурочены к зонам дробления и гидротермальной проработки,

В аргиллизитах буроугольного месторождения доля РЗЭ в «ионной» форме составила 0.18–0.24 %. Практически полное отсутствие «ионных» РЗЭ установлено в фосфоритах, а в углеродистых сланцах их количество изменялось от 0.98 до 19 %. Более высокие значения получены для сильно выветрелых пород с повышенным содержанием сульфидов. Последние при окислении способствуют частичному переходу РЗЭ в ионную форму.

Получен практически отрицательный результат экспериментальной проверки технологии извлечения РЗЭ из исследованных пород. При этом установлена зависимость доли РЗЭ, находящейся в ионной форме от степени гипергенного изменения и состава породы.

Литература

1. Крапивенцева В.В. Металлоносность углей Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 73–84.
2. Середин В. В., Кременецкий А.А., Трач Г.Н., Коваленко С.В., Семенов Е.Ф. Новый потенциально промышленный тип иттриевоземельной минерализации в Юго-Западном Приморье // Разведка и охрана недр. 2006. № 9–10. С. 37–42.
3. Черепанов А.А., Бердников Н.В., Штарёва А.В., Крутикова В.О. Условия образования и редкоземельная минерализация рифейских углеродистых сланцев верхнеятыгранской подсвиты (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 4. С. 65–76.

А.А. Черепанов, Н.В. Бердников

**РЕДКИЕ ЗЕМЛИ, ЗОЛОТО, ПЛАТИНОИДЫ И ДРУГИЕ РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В
ФОСФОРИТАХ МАЛОГО ХИНГАНА (ЕАО)**

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

Многочисленные проявления фосфоритов в ЕАО (Малохинганский рудный район), ассоциирующие с проявлениями урана, железа и марганца, в настоящее время изучены недостаточно. Нами проведено определение концентраций и форм выделения редких, редкоземельных и благородных металлов и оценена геологическая обстановка отложения фосфоритовых руд типичного проявления Гремучий, локализованного в карбонатных породах верхнемурандавской подсвиты (венд–кембрий). В Хабаровском инновационно-аналитическом центре коллективного пользования ИТиГ ДВО РАН исследованы образцы фосфоритов и вмещающих пород, любезно предоставленные ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу.

Вмещающие известняки слабо пиритизированные, местами брекчированные, относительно NASC обеднены кремнием, титаном, алюминием, железом и щелочами, особенно натрием. Содержание фосфора в них ниже референтных значений, минералы фосфора не обнаружены. Концентрации большинства проанализированных редких и рассеянных элементов, особенно стронция и бария, превышают значения NASC, в то время как содержания цезия, тория и редкоземельных элементов понижены.

В фосфорносных известняках и доломитах диагностирован фторapatит, обогащенный редкоземельными элементами. Часто эти породы брекчированы, для них характерны послойные микробрекчии (милониты), в которых зерна и обломки фторapatита погружены в тонкозернистый карбонатно-глинисто-фосфоритовый материал. Химизм этих пород в целом сходен с химизмом вмещающих карбонатов, отличие состоит в значительном обеднении натрием и существенным обогащении фосфором. Редкоземельных элементов больше, чем во вмещающих (сумма PЗЭ+Y до 160.62 г/т), в их распределении ярко выражена отрицательная аномалия церия ($Ce_n/Ce_n^* = 0.12-0.36$) и положительная гадолиния ($Gd_n/Gd_n^* = 1.24-1.26$). Содержание урана в известняках незначительное, а в пробе с доломитовой основой достигает 16 г/т.

В фосфоритах с содержанием P_2O_5 20.36–26.70 % основными минералами являются кварц и фторapatит, обогащенный редкоземельными элементами. Электронно-микроскопическими исследованиями диагностированы флюорит, кварц, микровключения серебра, золота, платины и циркона. Как правило, эти породы брекчированы: обломки тонкозернистых алевролитоподобных фосфоритов с конформно-инкорпорационной структурой сцементированы карбонатным, глинисто-карбонатно-фосфатным и кварцевым материалом. Стиль распределения петрогенных элементов в фосфоритах отличается несколько большей приближенностью к составу NASC и большим содержанием фосфора. Эти породы обогащены редкими элементами, особенно в отношении свинца (до 34.94 г/т), тория (до 5.98 г/т) и урана (до 52.23 г/т). Это же относится и к редкоземельным элементам, график распределения которых целиком располагается выше уровня NASC (сумма PЗЭ+Y от 671.38 до 813.58 г/т) и характеризуется выраженной отрицательной аномалией церия ($Ce_n/Ce_n^* = 0.25-0.41$) и положительной гадолиния ($Gd_n/Gd_n^* = 1.22-1.24$).

Во всех изученных фосфорноносных породах присутствует рассеянное органическое вещество, содержание которого наиболее высоко в фосфоритах, что говорит в пользу совместного осаждения обогащенных фосфором соединений и органики. При этом органическое вещество служило восстановительным барьером для осаждения редких и редкоземельных элементов, что приводило к их концентрированию в фосфоритах. Это справедливо и для пород проявления Гремучий, где значения сумм редких и рассеянных, редкоземельных с иттрием, радиоактивных элементов и органического углерода максимальны в фосфоритах. В то же время собственные минералы редких и редкоземельных элементов не обнаружены, что говорит об их изоморфном вхождении в другие минералы, преимущественно во фторапатит.

Радиоактивность изученных пород определяется содержанием урана и, частично, тория, средняя концентрация которых в фосфоритах проявления Гремучий достигает 52 и 5.98 г/т соответственно. Собственные минералы этих элементов не отмечены, но для фторапатитов характерна изоморфная примесь U до 0.3 вес. %. Наибольшей радиоактивностью обладают породы в зонах дробления и гидротермальной проработки (В.В. Данильянц, 1991 г).

Фосфориты изученного района впервые проанализированы на содержание благородных металлов. Установлены высокие концентрации золота в фосфоритах (до 14–15 г/т) и брекчированных фосфорноносных известняках (до 17.03 г/т). Строгой зависимости содержания золота от P_2O_5 не установлено, но все пробы с повышенной концентрацией Au отобраны в пределах рудных тел. Как во вмещающих известняках, так и в фосфоритах золото представлено микровключениями размером порядка 10 мкм, редко до 60 мкм (в секущих прожилках), основными примесями к золоту являются серебро и медь. Отмечается приуроченность большинства микровключений золота к обособлениям углисто-глинистого материала.

Концентрация серебра в изученных пробах колеблется от 0.9 до 14.5 г/т и не зависит от содержания фосфора. Серебро образует микровключения самородного серебра и аргентита размером до 15 мкм, которые тяготеют к обособлениям углисто-глинистого материала и к контактам с фосфоритом. В качестве примесей для самородного серебра характерны медь и золото (до 8 вес. %), редко цинк (до 3 вес. %).

Платиноиды проявляют тенденцию к увеличению содержаний в фосфоритах, где уровень их концентраций соответствует содержанию платиноидов в углеродистых сланцах Буреинского массива [3]. Так же, как и в сланцах, платина в фосфоритах присутствует в виде микровключений размером 5–10 мкм. Основной примесью к платине в их составе является железо (первые проценты).

Отчетливая отрицательная аномалия церия ($Ce_n/Ce_n^* = 0.12–0.86$), положительная аномалия гадолиния ($Gd_n/Gd_n^* = 1.19–1.2$, единственное отрицательное значение 0,95) и иттрия ($Y_n/Y_n^* = 1.03–2.01$, единственное отрицательное значение 0,89), низкие значения $(Mn+Fe)/Ti$ (16.00–34.67), «супер-хондритовое» отношение Y/No (34.26–61.92) подтверждают выводы [4] о формировании протолитов фосфорноносных пород проявления Гремучий из морской воды [4]. Согласно [2] их накопление происходило на континентальном шельфе, либо на склонах подводных гор пелагических зон. Фосфориты подводных гор представлены преимущественно брекчиевыми разновидностями кремнистого, карбонатно-кремнистого и, реже, карбонатного состава [2]. Для проявления Гремучий и Малого Хингана в целом характерна приуроченность фосфоритоносных образований к крупнообломочным отложениям, являющимся индикатором склоновых

фаций конседиментационных брекчий [2, В.В. Данильянц, 1991 г)]. На палеосхеме В.В. Данильянц (В.В. Данильянц, 1991 г) вблизи выходов фосфоритоносного горизонта отмечаются фрагменты вулканических построек.

Осаждение фосфоритов происходило из вод повышенной солености, о чем свидетельствует высокое содержание фтора в фосфоритах, наличие в них зерен и прожилков флюорита [1].

Образование фосфоритов с повышенной металлоносностью из морской воды «среднеокеанического» состава маловероятно. Нам представляется, что в их образовании участвовали гидротермальные растворы, обогащавшие морскую воду редкими и редкоземельными элементами. В пользу этого предположения говорит обилие на Малом Хингане гидротермально-осадочных железных и железо-марганцевых проявлений и месторождений, с которыми фосфориты тесно ассоциируют, образуя своеобразные «парные полосы». По-видимому, фосфориты и железо-марганцевые руды Малого Хингана являются результатом одного гидротермально-осадочного процесса, развивавшегося на склонах подводных вулканов.

Повышенные вплоть до промышленных содержания редких, редкоземельных элементов и золота в фосфоритах, высокая доступность и значительные ресурсы проявления Гремучий свидетельствуют о перспективности его руд и руд многочисленных подобных проявлений на Малом Хингане в качестве комплексного источника полезных компонентов.

Литература

1. Казаков А.В., Соколова Е.И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система) // Тр. ИГН АН СССР. 1950. Вып. 114. Геол. Серия. № 40. С. 22–64.
2. Нагорный В.А., Роганов Г.В. Новые данные о карбонатных фосфоритах и фосфатно-карбонатных породах в Приамурье // Фосфатноносные формации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 74–89.
3. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С. Тонкодисперсные золото и платиноиды в графитовых сланцах Буреинского массива – новый тип благороднометалльного оруднения на Дальнем Востоке России // Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: Горная книга-МГУ, 2009. Вып. 5. С. 9–18.
4. Bau, M. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 323–333.

С.Л. Шевырев¹, Е.Ж.М. Carranza², Г.А. Анциферова³

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ
БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИХОТЭ-АЛИНСКОГО
ГОРНО-СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ДЛЯ ПРИЛОЖЕНИЯ ТЕХНОЛОГИЙ
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт, Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток

²Discipline of Geological Sciences, University of KwaZulu-Natal, Westville Campus, Durban, South Africa

³Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Регион Восточной Азии включает обширные территории Юго-Востока России и Северо-Восточного Китая. На территории присутствуют многочисленные месторождения и проявления благороднометалльного сырья, которые включают золото и элементы платиновой группы (ЭПГ). Для крупнейших из них характерны синхронность формирования (например, Алдан, Балей, Цзяодун) и приуроченность к контурам стагнированного слэба. В качестве факторов, контролирующих размещение месторождений, указываются особенности коровой и мантийной геодинамики зоны активного межплитного взаимодействия [1, 2].

Ареал стагнированного литосферного слэба охватывает краевые части Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов, а также разделяющие их складчатые пояса и супертеррейны Монголо-Охотского подвижного пояса. Геологическое строение северных окраин Сино-Корейского кратона имеет общие черты с Алданско-Становым щитом, в составе кристаллического фундамента которого выделены породы архейского и палеопротерозойского метаморфических комплексов, измененные, главным образом, до амфиболитовых, реже гранулитовых и зеленосланцевых фаций. Отмечаются также архейские куполовидные структуры, окруженные протерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями [3].

Между Сино-Корейским и Северо-Азиатским кратонами находятся супертеррейны и вулcano-плутонические пояса тихоокеанского сегмента Монголо-Охотского складчатого мегапояса [4]. Обособление познепротерозойско-фанерозойских супертеррейнов Монголо-Охотского мобильного пояса связано с последовательным закрытием его осадочных бассейнов. В ходе интенсивного магматизма позднего мела-палеогена сформировались его крупные вулcano-плутонические пояса: Большой Хинган и Восточно-Сихотэ-Алинский (ВСАВП) [4].

Благороднометалльное оруденение тихоокеанской окраины Восточной Азии тесно связано с формированием ВСАВП, сформированного в позднем мелу за счет субдукции западного сегмента палеотихоокеанской плиты. При этом также формировались передовые (Западно-Сахалинский) и тыловые (Санцзян–Среднеамурский, Алчанский, Нижнеамурский и др.) прогибы, заполняемые вулканогенными молассами [2]. Позже, в маастрихт-эоцене (72–33 млн лет) происходило погружение тихоокеанской плиты Изагаги под континент, а затем, в Оligocen-Миоценовое время (33–5 млн лет) задуговой спрединг привел к обособлению Курильской и Японской островных дуг. Сопровождающий процесс рифтогенез сформировал впадины Японского и Охотского морей. Эпизоды интенсивного кайнозойского магматизма, проявившегося в виде полей базальтов,

совпадающих с контуром мантийного слэба и крупными разрывными структурами в его пределах, позволяют предполагать активную роль мантийного плюмогенеза в задуговом спрединге Тихоокеанской окраины Азии [4, 5, 6].

Показать роль отдельных структур в региональных тектонических процессах и формировании месторождений можно посредством объединения технологий дистанционного зондирования Земли, включающих анализ космофотоизображений и интерпретацию геофизических полей с методами численного геодинамического моделирования, описанных, например [7, 8].

Постановка задачи моделирования может производиться следующим образом.

Деформация непрерывной среды является следствием изменений баланса действующих внешних и внутренних сил. Для сопоставления этих сил и вызываемых ими деформаций используются уравнения сохранения импульса непрерывной среды в гравитационном поле, соответственно:

$$\text{Эйлера: } \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \left(\frac{\partial v_i}{\partial t} + v_i \frac{\partial v_i}{\partial x_i} \right), \quad (1)$$

$$\text{Лагранжа: } \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt}, \quad (2)$$

Сохранение импульса жидкости в поле силы тяжести описывается уравнением движения Навье-Стокса:

$$\frac{\partial \sigma'_{ij}}{\partial x_i} - \frac{\partial P}{\partial x_i} + \rho g_i = \rho \frac{Dv_i}{Dt}, \quad (3)$$

где σ'_{ij} – девиаторное напряжение, выражающееся как:

$$\sigma'_{ij} = \eta \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right), \quad (4)$$

где η – вязкость среды.

Конечно-разностное представление уравнений импульса и неразрывности может быть сформулировано на плоскости без учета гравитационной компоненты [4, Eq. 7.18]:

$$\eta \frac{v_{x(i,j-1)} - 2v_{x(i,j)} + v_{x(i,j+1)}}{\Delta x^2} + \eta \frac{v_{x(i-1,j)} - 2v_{x(i,j)} + v_{x(i+1,j)}}{\Delta y^2} = 0 \quad (5)$$

$$\eta \frac{v_{y(i,j-1)} - 2v_{y(i,j)} + v_{y(i,j+1)}}{\Delta x^2} + \eta \frac{v_{y(i-1,j)} - 2v_{y(i,j)} + v_{y(i+1,j)}}{\Delta y^2} = 0 \quad (6)$$

Уравнения (5)–(6) используются для нахождения значений компонентов скорости вязко-пластичного течения вещества v_x и v_y методом конечных разностей (МКР) [8].

Рассматриваемый вычислительный аппарат представляет интерес для анализа кинематики зон, сопровождающих параллельные разломы как трансформного, так и транспрессионного и транстензионного режимов. Моделирование двух параллельных равноамплитудных сдвигов, выполненное в Matlab описанным выше способом, позволяет оценить кинематику и распределение напряжений и деформаций на плоскости. Синтез используемой численной модели и технологий обработки дистанционного изображения (включающих дешифрирование и построение роз-диаграмм коровой трещиноватости)

позволяет описать и интерпретировать наблюдаемую картину сложной зоны дислокаций систем параллельных разломов. Паттерны трещиноватости дистанционного изображения, дополненные данными численного геодинамического моделирования, могут рассматриваться в качестве прогнозно-поискового признака месторождений полезных ископаемых.

Для принятия прогнозных решений на дистанционной основе необходимо определять наиболее общие прогнозные предпосылки с помощью мелкомасштабных региональных геодинамических моделей, отражающих режимы стадий цикла Уилсона, тогда как определение сопровождающих рудогенез поисковых признаков, выявляемых на дистанционной основе, возможно с помощью моделей коровой тектоники.

В рамках нашего исследования такой подход реализован для описания геодинамической позиции и модели формирования золото-серебряного месторождения Лазурное, связанного с двухфазной интрузией монзонитов. В соответствии с применяемыми моделями, внедрение расплавов из установленного по изотопным данным мантийного источника связано с апвеллингом крупного мантийного клина, тогда как повторяющееся внедрение расплавов связано с устойчивой обстановкой сдвигового корового растяжения.

Литература

1. Khomich V.G., Boriskina N.G. Localization of PGE mineralization in southeastern Russia. *Russian Geology and Geophysics*. 55 (2014). 842–853. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2014.06.004>
2. Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. A geodynamic perspective of world-class gold deposits in East Asia. *Gondwana Research* 26 (2014) 816–833. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.007>
3. Парфенов, Л.М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук, Г. Бадарч, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатов, С.И. Дриль, Г.Л. Кириллова, М.И. Кузьмин, У. Ноклеберг, А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томуртогу, Н. Янь // *Тихоокеан. геология*. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 кн. / Под ред. А. И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
5. Perestoronin, A.N. The system of Cenozoic depressions in the Amur and Primorye regions: the structure, tectonic position, and geodynamic interpretation / A.N. Perestoronin, E.P. Razvozhzaeva // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2011. V. 5. P. 139–154.
6. Isozaki, Y. New insight into a subduction-related orogen: a reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands / Y. Isozaki, K. Aoki, Nakama T., Sh Yanai // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. P. 82–105.
7. Morra, G., 2018. *Pythonic Geodynamics. Implementations for Fast Computing*. Springer International Publishing AG, 2018. 227.
8. Gerya, Taras. *Introduction to Numerical Geodynamic Modelling* / Taras Gerya / Cambridge University Press. 2010. P. 292.

Ю.П. Юшманов

**ЗОЛОТОНОСНЫЕ ВИХРЕВЫЕ СТРУКТУРЫ В СДВИГОВЫХ ДУПЛЕКСАХ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОЛЫМЫ И НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ**

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

Формирование роллинг-структур, или вихревых структур связывается с вращательными движениями, возникающими за счет поворота мобильных блоков при сдвиге. Такие структуры приводятся в работах [1, 4]. Объекты исследований расположены в двух старейших Дальневосточных регионах золотодобычи: Центральной Колыме и Нижнем Приамурье. В прошлом веке в Берелёхском рудно-россыпном районе из россыпей добыто 941 т золота. Установлено, что на геологическое строение района и его металлогению влияла и ротационная тектоника. Берелёхская правозакрученная вихревая структура, закартированная на четырёх листах: Р-55-Х, XI, XVI, XVII в междуречье рек Аян-Юрях и Матылага, в верховьях Колымы [9]. Она расположена в тектоническом блоке шириной 130 км, протяженностью более 200 км, ограниченном с флангов Чай-Юринским и Буркандинским глубинными разломами (рис.). В геологическом строении территории принимают участие терригенные породы юры, триаса и верхней перми (верхоянский комплекс), смятые в складки северо-западного простирания и прорванные интрузиями гранитоидов колымского интрузивного комплекса (Оханджа и Чьорго), небольшими штоками и многочисленными роями даек преимущественно кислого и среднего состава [2]. Возраст гранитоидных тел и даек от поздней юры до позднего мела включительно. Золотое оруденение локализовано в виде золотокварцевых жил, прожилково-вкрапленных зон в терригенных толщах, а также минерализованных даек. На геологических картах ареал распространения поясов даек и мелких интрузивных тел в плане имеет вихревую линейно-подковообразную форму, блокируемую с флангов Чай-Юринско – Буркандинским сдвиговым дуплексом. По геофизическим данным [5], глубина заложения разломов 28–37 км. Дизъюнктивные зоны 2-го порядка (зоны внедрения магматических образований) уходят корнями на глубину 10–17 км, иногда до 20 км. Сдвиги на глубине ограничены пологими субгоризонтальными срывами, зонами пониженной вязкости и разуплотнения материала, приводящие к разделению литосферы на отдельные относительно жесткие литопластины. При горизонтальных перемещениях литопластин в результате трения, вероятно, происходило выплавление гранитной магмы из кристаллических пород, которая была «смазочным» слоем при скольжении [8]. Сдвиговые смещения по северо-западным глубинным разломам Яно-Колымской системы происходили в интервале от верхней юры до середины конца палеогена [3]. Согласно [6], с поздней юры по настоящее время имели место до пяти перестроек регионального поля напряжений. Их причина пока не установлена. Вероятно, это может быть связано с ротацией Земли. Берелёхский правозакрученный вихрь, вероятно, сформировался в конце мезозоя при знакопеременном региональном горизонтальном сжатии. В поздней юре-раннем мелу стресс был субмеридиональным, ориентированным по азимуту СЗ 340° субпараллельно длинным осям батолитов, внедрившихся в соседвиговые раздвиги (пулл-апарт). Амплитуда правого сдвига в дуплексной зоне около 50 км определяется по суммарной мощности раздвигов, выполненных дайками и гранитоидами колымского интрузивного комплекса. В раннем мелу произошла реверсия знака ротационно-сдвиговых тектонических движений (северо-западное сжатие) – против часовой стрелки (левый

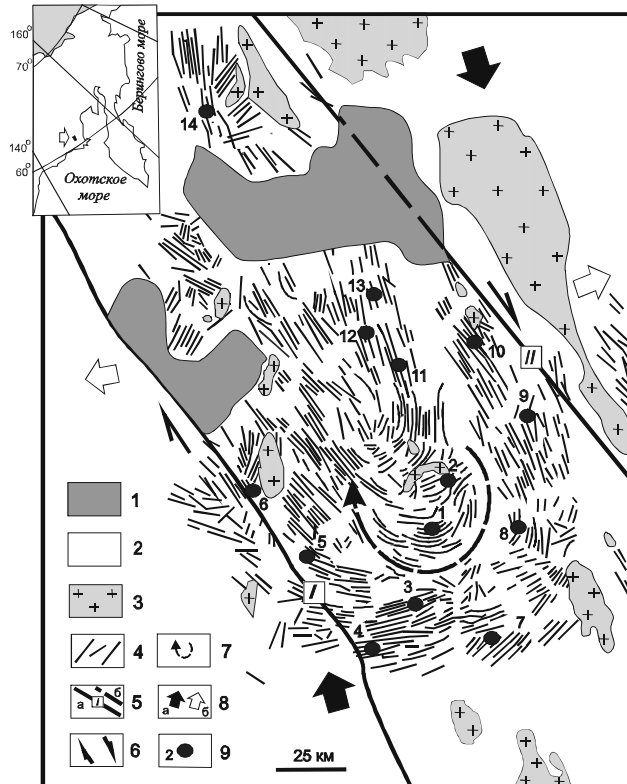


Рис. Правозакрученная вихревая структура в северо-западном сдвиговом дуплексе, контролирующая богатейшую золотоносную площадь Колымы в Берелёхском рудно-россыпном районе, по [2], с дополнениями: 1 – контуры третично-четвертичных впадин (пулл-апат); 2 – верхоянский комплекс, представленный терригенными отложениями юры-триаса и верхней перми; 3 – гранитоидные интрузивы (колымский комплекс); 4 – дайки; 5 – глубинные разломы – сдвиги (а) и их номера: I – Чай-Юринский, II – Буркандинский (а), скрытые разломы (б); 6–7 – направление перемещений: 6 – сдвиговые, 7 – ротационные; 8 – направление латерального сжатия (а), растяжения (б); 9 – месторождения золота и их номера: 1 – Светлое, 2 – Дорожное, 3 – Холодное, 4 – Уюнку, 5 – Чай-Юринское, 6 – Чебанья, 7 – Жданное, 8 – Новое, 9 – Мальдяк, 10 – Богатырь, 11 – Корота, 12 – Евгар, 13 – Стахановское, 14 – Контраньдинское.

сдвиг), что способствовало отложению руд золото-кварцевого типа [6].

Пространственное размещение золоторудной минерализации в контурах Берелёхской правозакрученной вихревой структуры типично для структур центрального типа. Месторождения и рудопроявления расположены дискретно на периферии (Холодное, Уюнку и др.) и в центре вихря (Светлое, Дорожное). Между ними – безрудная зона. Вертикальный размах оруденения оценивается в 600 м. Рудно-магматическая зональность установлена в пределах небольшого Моджорского массива, где проявлено золото-редкометальное оруденение, а на удалении золото-кварцевое, т.е. является обычным закономерным явлением в различных регионах России (Приамурье, Приморье, Забайкалье, Колыме).

Агние-Афанасьевская левозакрученная вихревая структура расположена на левобережье нижнего течения р. Амур в бассейнах его притоков Пильда, Джатка, Битки в Хабаровском

крае. Согласно [3], золотокварцевая минерализация приурочена к нижнемеловым турбидитам Журавлевско-Амурского террейна, слагающего восточное крыло Лимурчанского сдвига. Это территория Пильдо-Лимурийского золоторудного района, включающего Агние-Афанасьевский рудно-россыпной узел. Главным структурным элементом Агние-Афанасьевской вихревой структуры является трансенсивный сдвиговый дуплекс, ограничивающий с флангов интрузивно-купольную структуру в надинтрузивной зоне скрытого рудогенерирующего плутона [7]. На аэрофотоснимках и топографических картах в радиусе 12 км эта структура отчетливо проявлена радиально-концентрической системой мелких водотоков, расходящихся от центра, и дугообразными изгибами долин рек. Спиралевидное (вихревое) строение рудно-магматической системы подчеркивают ареалы развития многочисленных мелких интрузивных тел, полей роговиков, дуговых, радиальных и линейных разломов. Крупные разломы прослежены геофизическими методами. Проведенный анализ разрывных структур показал, что протяженные разрывы скалывания субвертикальны и ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении по азимуту СВ 30–35°, образуя широкую зону вязкого послойного левого сдвига, ограничивающую с флангов интрузивно-купольную структуру. Подавляющее большинство трещинных интрузий, даек основного и среднего состава контролируют разрывы северо-восточного и близмеридионального направления, реже северо-западного и очень редко широтного, образуя спиральную и радиальную сеть мелких интрузий в плане. Магмовмещающие разрывы хорошо выделяются в геофизических полях по резкому изменению параметров магнитного и радиохимических полей, по цепочкам геофизических аномалий. Дайки кислого состава и крупная Балахойская гранитная интрузия залегают преимущественно в северо-западных разрывах растяжения, дугообразно огибая центр вихревой структуры с северо-востока. Большинство дуговых разломов, вскрытых горными выработками, имеют крутое (60°) падение к центру вихря. Проведенный анализ структурных парагенезов (трещин скалывания, отрыва, тектонической штриховки на зеркалах скольжения, складчатых структур, эшелонированных разрывных нарушений и т.д.) на геологических картах, планах и полевой документации горных выработок свидетельствует об образовании Агние-Афанасьевской левозакрученной вихревой концентрической структуры в условиях локального растяжения (режим трансенсии) при региональном сжатии СЗ 330–340° (режим транспрессии). Поворот дуплексного блока (вокруг вертикальной оси) против часовой стрелки на 60–70° происходил при левом сдвиге амплитудой около 6 км по северо-восточным сколовым разломам. Амплитуда сдвига с трансенсивной составляющей определяется по суммарной мощности внедрившихся магматических тел, без учета образования складчатых структур. При этом по сопряженным дуговым северо-западным и широтным сколовым разломам происходили вращательные правые сдвиго-сбросовые смещения. Свидетельством ротационных сдвиговых процессов на геологической карте являются спиралевидные ареалы распространения мелких интрузий и даек, флексурные изгибы слоев вблизи дуговых и линейных разломов, горизонтальная и вертикальная тектоническая штриховка на зеркалах скольжения, приразломные складки с вертикальными шарнирами и структурами закручивания. В режиме трансенсии в широкой зоне вязкого сдвига приоткрывались многочисленные присдвиговые раздвиги (pull apart) северо-западного, близмеридионального, северо-восточного, редко широтного простирания. Раздвиги различных форм и размеров служили каналами для магмы и рудного вещества. Глубина проникновения раздвигов определяется химическим составом внедрившейся магмы и руд.

Выводы

Сравнительный анализ Берелёхского района и Агние-Афанасьевского рудного узла показывает не только заметное сходство, но и ряд различий в геодинамическом развитии золотоносных площадей. Общими закономерностями являются:

- отчетливая парагенетическая связь образования золотоносных вихревых (ротационных) структур со сдвиговыми дуплексами, широко проявленными в палеозойских и мезозойских терригенных черносланцевых толщах Яно-Колымской и Сихотэ-Алиньской складчатых систем;

- формирование вихревых структур в сдвиговых дуплексах происходило в обстановке знакопеременного регионального латерального сжатия (режим транспрессии), при котором внедрение магм разного состава и рудоотложения отвечал условиям локального растяжения (режим транстенсии);

- выявление спиралевидных систем региональных геологических структур в пределах рудных районов, узлов и даже полей существенно влияет на направление поисков месторождений полезных ископаемых.

Литература

1. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004.
2. Волков А.В., Егоров В.Н., Прокофьев В.Ю., Сидоров А.А., Горячев Н.А., Бирюков А.В. Месторождения золота в дайках Яно-Колымского пояса // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 4. С. 311–337.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. / Под ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1.
4. Ли-Сы-Гуан Вихревые структуры Северо-Западного Китая. – М-Л.: Госгеолитиздат, 1958.
5. Цыганкова И.П. Моделирование глубинной структуры центральной части Яно-Колымского орогенного пояса / Тектоника, глубинное строение и минерализация Восточной Азии: IX Косыгинские чтения: материалы конференции / отв. ред. А.И. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2016. С. 93–95.
6. Шахтыров В.Г. Верхнее-Колымский золотоносный район в свете сдвиговой тектоники // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2009. вып. 35. С. 89-98.
7. Юшманов Ю.П. Геолого-структурные особенности Агние-Афанасьевского месторождения в Нижнем Приамурье // Региональные проблемы. 2018. Т.21, № 3. С. 15-21.
8. WAN Tian Feng, HAO Qingle The genesis of tectono-magmatism in esten China / Ears Sciences. 2012. V. 55. N 3. P. 347–354.
9. www.vsegei.ru/ Гис-Атлас «Недра России»

**Ю.Ю. Юрченко¹, А.Н. Речкин², Н.В. Черкашина¹, П.С. Жегунов¹,
А.А. Белякова¹**

**КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ
ОСТРОВОВ ШУМШУ И ПАРАМУШИР (СЕВЕРНАЯ ГРУППА ОСТРОВОВ БОЛЬШОЙ
КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ)**

¹ФГБУ «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург

²ОСП «СахГРЭ» АО «Дальневосточное ПГО», г. Южно-Сахалинск

Металлогения островных дуг является одним из важных и в тоже время сложных вопросов геологии. На сегодняшний день на территории России выделяется ряд островных дуг, среди которых Курильская островная дуга занимает особое положение. Изучением этой территории в разные годы занимались Ю.С. Желубовский (1952, 1971), В.Е. Бевз (1969, 1975), Г.М. Власов (1955, 1964, 1977), Евсеев (1986, 1997, 2001), В.К. Ротман (1984), В.Я. Данченко (1991, 1999) и многие другие. Результаты их работ легли в основу современных металлогенических построений и послужили базой для открытия на Курилах золото-серебряных месторождений – Прасоловское и Купол, а также ряда перспективных рудопроявлений.

В географическом плане территория исследований охватывает острова Парамушир и Шумшу, входящие в состав Курильского архипелага.

С геологических позиций изученная территория относится к Курило-Южнокамчатской островной дуге. В геологическом строении площади принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные отложения неогенового и преимущественно вулканогенные образования четвертичного возраста, прорванные многочисленными сравнительно мелкими субвулканическими, плутоническими и экструзивно-жерловыми образованиями различного состава. Рыхлые морские, аллювиальные, пролювиальные, коллювиальные, ледниковые, эоловые и палюстринные четвертичные осадки играют подчиненную роль.

В минерогеническом отношении территория относится к Шумшу – Парамуширскому потенциально золоторудному району Большекурильской минерогенической зоны Курило-Южно-Камчатской золоторудной металлогенической провинции, где проявлен плиоцен-эоплейстоценовый эпитермальный золото-серебряный тип оруденения и плейстоцен-голоценовый гидротермально-поствулканический серный тип оруденения.

Проведенные в последние годы региональные геолого-съёмочные работы по созданию опережающей геохимической основы масштаба 1:200 000 и геологическому доизучению масштаба 1:200 000 территории листов М-56-ХII, (XVII), XVIII, (XXIV), М-57-VII, XIII, позволили получить новые геологические данные о металлогении территории.

Изучение геохимии коренных горных пород и последующее определение их геохимической специализации в пределах изученной территории позволило отметить высокое значение халькофильных и литофильных групп химических элементов напрямую коррелируется с их металлогенической специализацией (проявления и пункты минерализации молибдена, серебра и рения), при подчиненном значении сидерофильной (Mn, Ti, Cr, Ni) специализации. Геологические подразделения со значительным содержанием в своем составе кислых пород (парамуширский габбро-плагиигранитовый плутонический комплекс) имеют так же преимущественно халькофильную (Mo, Cu, Pb) при подчиненном

значении сидерофильной (Mn, Ti, Cr, Ni) специализации. Корреляция с металлогенией этого спектра высокая для благородных и цветных металлов (многочисленные рудопроявления Ag, Cu, Pb, Mo, Sb, As) и плохая для большинства сидерофилов.

Комплексный анализ гравиметрических материалов позволяет сделать вывод, что потенциально рудные поля пространственно приурочены к положительным гравитационным аномалиям, которые проинтерпретированы как вулкано-тектонические структуры (ВТС) округловского вулканического комплекса. Благоприятным поисковым признаком является наличие на периферии этих ВТС локальных отрицательных аномалий силы тяжести, обусловленных субвулканическими интрузиями дацитов округловского комплекса. Потенциальное рудное поле Узкое пространственно приурочено к интрузивно-купольной структуре (ИКС) парамуширского комплекса, в центральной части которой, судя по низкой интенсивности магнитного поля, расположен шток гранитов этого же комплекса. По результатам комплексной интерпретации гравиметрических и геолого-геофизических материалов выделены площади, перспективные на золотое оруденение. К перспективным площадям отнесены ВТС и ИКС, которые выделяются положительными гравитационными аномалиями интенсивностью до 10 мГал. В качестве дополнительного металлотека можно отметить тот факт, что наиболее перспективные участки на золотое оруденения прогнозируются над отрицательными гравитационными аномалиями, которые интерпретируются как малые интрузии кислого состава, внедрившиеся на заключительной стадии формирования вулканических и интрузивных комплексов в результате дифференциации магматического очага.

По материалам обработки гиперспектральных дистанционных основ было проведено составление схем распространения минералов-индикаторов с локализацией участков. Наибольший практический интерес на о. Парамушир представляет благороднометалльное оруденение, которое непосредственно сопряжено с кварц-светлослюдистыми метасоматитами, главным образом адулярсодержащими гидросерицит-серицитовыми вторичными кварцитами, развитыми преимущественно по вулканитам андезит-дацит-риолитовой субформации андезитовой формации, пространственная (и временная) связь с субвулканическими интрузиями кварцевых диоритов, приуроченность к зонам разрывных нарушений и, частично, к структурам центрального типа. Одним из критериев золото-серебряного гидротермально-метасоматического оруденения является также присутствие в рудоносных гидротермалитах убогой сульфидной (в основном пирита, галенита, халькопирита, сфалерита и проч.) минерализации, локализованной в приразломных метасоматитах – гидротермалитах среди миоцен-плиоценовых вулканитов (туфы дацитов и андезитов) или кварцевых диоритов, представленных адулярсодержащими гидросерицит-серицитовыми, гидросерицитовыми, диаспор-серицитовыми и алунитовыми вторичными кварцитами (иногда пропилитами) с кварцевыми жилами, прожилками и включениями сульфидов.

Минералами-индикаторами (по гиперспектральным данным) околорудных гидротермально-метасоматических изменений пород с благороднометалльной минерализацией являются кварц, серицит, адуляр, алунит и диаспор. На севере о. Парамушир обширный комплексный ореол точек кварца, халцедона, серицита и диаспора с локальными скоплениями адуляра и алунита занимает вершинные и склоновые пространства гор Наседкина, Козыревская, Лисичка и Вернадского, сложенные вулканитами различного состава и фациальной принадлежности. В юго-западном направлении шлейф фигуративных точек протягивается вдоль осевой линии сбросов, образуя локальные ореолы на участках

пересечения с поперечными сбросами, в пределах контуров субвулканических интрузий диорит-гранодиоритов, диоритовых порфиритов и в их экзоконтактовых зонах на склонах г. Крутой, г. Арсеньева и далее, вдоль хребта Левинсона-Лессинга. Компактные ореолы точек диаспора, халцедона и адуляра локализованы в пределах штока диоритовых порфиритов на м. Шелехова (Крашенинникова), на г. Крутой (выс. 417.0 между м. Свирепый и м. Шелехова), сложенной раннечетвертичными андезибазальтами, в поле распространения миоценовых вулканитов на северных скатах г. Конусной и у истоков ручья – правого притока р. Шимоюр. Цепочка фигуративных точек кварца трассирует локальный разлом, секущий и ограничивающий с юго-востока диорит-гранодиоритовый интрузив г. Машка, южнее, в поле туфоагломератов миоцен-плиоцена, также фиксируется небольшой ореол кварца. На скатах конуса вулкана Фусса концентрируются фигуративные точки серицита с небольшим количеством халцедона. Центральную (срединную) зону южной части о. Парамушир вдоль хр. Карпинского от окрестностей вулкана Ломоносова на севере до гор Баркова и Личкова на юге охватывает обширный комплексный ореол фигуративных точек индикаторных минералов. В его пределах выявляются участки локального обособления (скопления) точек алунита, диаспора, адуляра и переменным количеством вероятностных точек халцедона, серицита и кварца на четвертичных лавовых покровах и жерловых фациях андезитов севернее и южнее вулкана Ломоносова, на склонах вулкана Архангельского, вулкана Карпинского и г. Баркова, где установлены признаки и проявления золото-серебряного гидротермального оруденения. Цепочки фигуративных точек кварца, протягивающиеся вдоль северной и южной береговых линий острова, вероятнее всего указывают на обилие кварцевого материала в современных береговых отложениях.

На основе выделенных критериев а также при наличии рудных объектов, шлиховых ореолов, вторичных ореолов и потоков рассеяния с использованием структурно-тектонической основы проведена оценка минерагенического потенциала территории с выделением в пределах Шумшу-Парамуширского молибден-серебро-золоторудного прогнозируемого района: Шумшинского серебро-золоторудного, Вернадского золото-серебро-сероносного, Арсеньевского цинково-свинцово-золоторудного, Карпинского серебро-золоторудного прогнозируемых узлов и (вне узлов) Барковского серебро-золоторудного и Мазаровичевского серебро-золоторудного прогнозируемых полей. Общая оценка для прогнозируемого района составляет 109 у.е. Au и 570 у.е. Ag. В районе прогнозируется выявление рудных объектов Au-Ag-эпитермальной и Cu-Mo-порфировой (с Au) формаций.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ФГБУ «ВСЕГЕИ» от 30.12.2016 № 049-00012-17-00, выданного Федеральным агентством по недропользованию.

Liu Jinlong, Bao Qingzhong, Chen Liangxi, Wang Qingshuang

STUDY ON GENESIS OF GOLD DEPOSITS IN THE JI'NAN METALLOGENIC BELT, JILIN PROVINCE: EXAMPLES FROM THE NANCHA AND HUANGGOUSHAN GOLD DEPOSITS

Shenyang Center of Geological Survey, China Geological Survey, Shenyang. 110034, China

The North China Craton (NCC) hosts numerous gold deposits and is known as the most gold-productive region of China. Gold deposits cluster in a few major gold ore-concentrated districts in the NCC, such as the Liaodong-Ji'nan, Jiaodong, Xiaoqinling, Xiong'ershan, central Taihangshan, Jibei-Jidong, and Chifeng-Chaoyang districts (Chen et al., 1998), which form two roughly NNE-striking gold belts (Fig. 1). The Eastern Belt consists of the Jiaodong, Liaodong, and Ji'nan districts, which mainly occur to the east of the Tanlu strike-slip fault. The Western Belt comprises the Xiaoqinling, Xiong'ershan, central Taihangshan, and Jibei-Jidong districts (Fig. 1).

The source of ore-forming fluids of the Nancha and Huanggoushan gold deposits which are located in the Ji'nan metallogenic belt, genetic type of deposits and the regional metallogenic model are discussed. The fluid inclusion microthermometry and stable isotope analysis of these two deposits have been carried out. The Nancha gold deposit has two types of fluid inclusions, classified as CO_2 -bearing three-phase inclusions ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2} + \text{V}_{\text{CO}_2}$) and gas-liquid

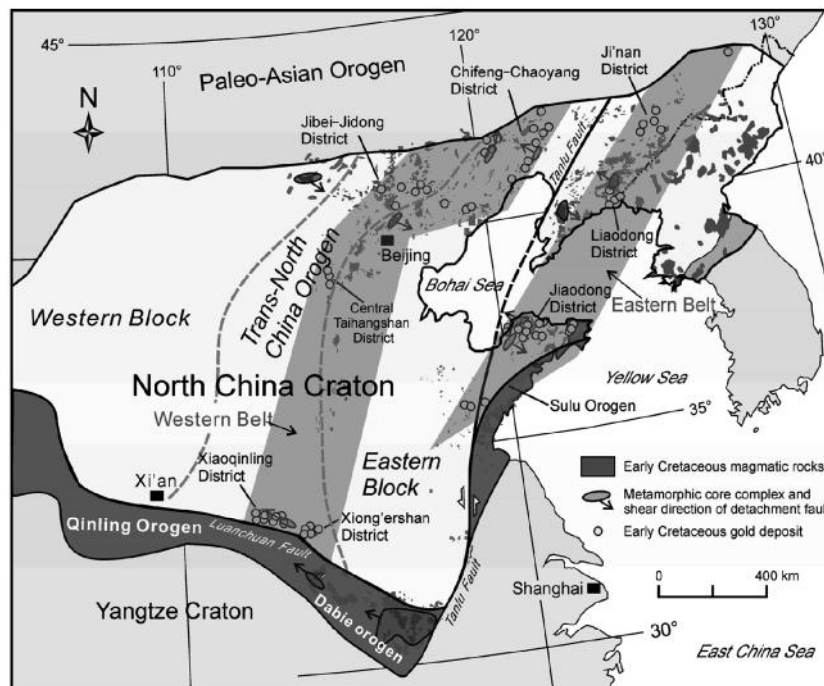


Fig. 1. Map of the North China Craton (NCC) and distribution of major gold deposits in several gold districts (Zhu et al., 2015). The tectonic division of the NCC is after Zhao et al. (2005), whereas the northern extension of the Tanlu Fault is based on Xu et al. (1987) and Sun et al. (2010).

two-phase inclusions ($L_{H_2O} + V_{H_2O}$), which belong to the NaCl-H₂O-CO₂ fluid system. The fluid inclusions show the characteristics with medium temperature (240~280 °C), low salinity (2~6 NaCleqv) and low density (0.80~0.96 g/cm³), indicating the deposit was formed under conditions of medium pressure (85~120 Mpa) and medium depth (7.55~9.11km). The Huanggoushan gold deposit has only one type of fluid inclusions, classified as gas-liquid two-phase inclusions ($L_{H_2O} + V_{H_2O}$), which belong to the NaCl-H₂O fluid system. The fluid inclusions show the characteristics with low-medium temperature (170~220 °C), low salinity (5.5~8.5 NaCleqv) and low density (0.89~0.95g/cm³), indicating the deposit was formed under conditions of low-medium pressure (30~80Mpa) and low-medium depth (3.0~7.3km). The $\delta^{34}S$ values in the Nancha gold deposit range from -9.8 ‰ to 1.1‰ while the $\delta^{34}S$ values in the Huanggoushan's range from 1.8 ‰ to 14.3 ‰. These characteristics suggest mixing of deep source sulfur and stratum sulfur; lead isotopes show a mixed source of formation and magma; carbon, hydrogen and oxygen isotopes show that the fluids of these two deposits were mainly mantle source fluids. Combined with the regional geological data, these two deposits, formed in the Late Yanshanian, are both classified into mesothermal (microthermal) vein gold deposits, generated in a subduction setting related to the Paleo-Pacific Plate subduction beneath the North China Plate (Fig. 2).

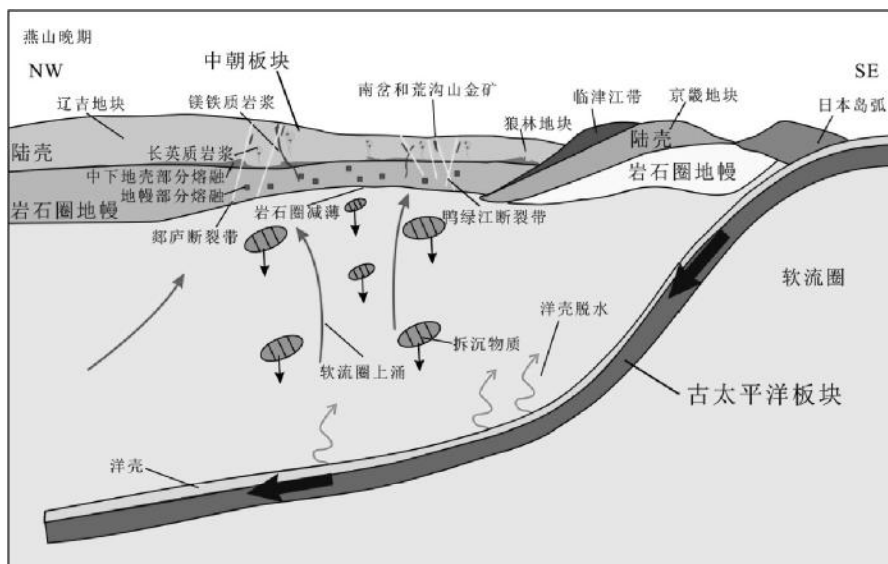


Fig. 2. Metallogenic pattern of the regional hydrothermal gold deposits.

References

1. Chen Y J, Guo G J, Li X. 1998. Metallogenic geodynamic background of gold deposits in Granite-greenstone terrains of North China Craton. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 41: 113–120.
2. Sun X M, Wang S Q, Wang Y D, Du J Y, Xu Q W. 2010. The structure feature and evolutionary series in the north segment of Tancheng-Lujiang fault zone (in Chinese with English abstract). *Acta Petrol Sin*, 26: 165–176.
3. Xu J W, Zhu G, Tong W X, Cui K, Liu Q. 1987. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: A major shear system to the northwest of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, 134: 273–310.
4. Zhao G C, Sun M, Wilde S A, Li S Z. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. *Precambrian Res*, 136: 177–202.
5. Zhu R X, Fan H R, Li J W, Meng Q R, Li S R, Zeng Q D. 2015. Decratonic gold deposits. *Science China: Earth Sciences*, 58: 1523–1537.

Wang Qingshuang, Bao Qingzhong, Liu Jinlong, Chen Liangxi**GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ROCKS AND GENESIS OF GOLD DEPOSITS
IN XIANFENGBEISHAN AREA, HEILONGJIANG PROVINCE**

Shenyang Center of China Geological Survey, China Geological Survey, Shenyang, 110034, China

The Xianfengbeishan gold deposit in Heilongjiang province is located in the southwestern Wandashan massif, which is an important part of the Pacific metallogenic belt and belongs to the Wandashan-Sikhote Alin active belt [1, 2]. The Wandashan massif is located in the north of the Xingkai massif and the east of the Jiamusi massif, Connected to the Russian Bureya massif. The region mainly experienced the multi-period intense tectonic and magmatic activities during the Indo-Chinese epoch and the Yanshanian, which provides favourable conditions for regional mineralization [3, 4].

The Xianfengbeishan gold orebody is mainly hosted in the acidic volcanic rocks of the Pikeshan group, which is controlled by EW-striking fault zone. There have been found nineteen orebodies in three mineralization zones which mostly show lenticular ore. The ores have the vein, stockwork veinlet disseminated structure. The ore-forming process can be divided into three phases: magnetite-quartz, gold-quartz and oxide phase. Wall rock alteration mainly has silicification, sericite mudding, carbonation, propylitization, etc.

The main metallogenic stage inclusion types are mostly gas liquid two phase inclusions that belong to the NaCl-H₂O fluid system, the uniform temperature range is 105.5 ~ 277.8 °C, the salinity range is 0.7 ~ 0.7 wt % NaCl eqv, the density range is 0.76 ~ 0.76 g/cm³, the ore-forming pressure is between 8.92 and 19.30 MPa and the metallogenic depth is 0.89 ~ 1.41 km. This illustrates the main metallogenic stage of fluids with low salinity, rich water, low temperature and metallogenic characteristics of low pressure. In summary, the Xianfengbeishan gold deposit belongs to hypabyssal hydrothermal type gold deposits with low temperature.

The Xianfengbeishan gold deposit occurred in rhyolite, rhyolitic breccia and cutting chip crystal tuff rock belongs to alkaline series with relative LREE enrichment, HREE relative losses, light and heavy rare earth element differentiation, obvious negative europium anomaly, enrichment in large ion lithophile elements (LILE), loss of high field strength elements (HFSE), Rb and Sr, Ti and Zr, Nb and Ta ratio shows shell source characteristics. Mining area within granodiorite belongs to peraluminous high potassium calc alkaline I-type granite with relative LREE enrichment, HREE relative losses, no obvious europium anomaly, enrichment in large ion lithophile elements (LILE, Rb, Th, K), loss of high field strength elements (HFSE, Nb, Ta, P, Ti, etc); quartz diorite porphyrite with rich LREE, HREE relative losses and showing no europium anomaly. Enrichment in large ion lithophile elements (LILE, Rb, Th, K), loss of high field strength elements (HFSE, Nb, Ta, P, Ti) and other geochemical characteristics show that it belongs to high standard aluminum potassium calc-alkaline rock.

In the mining area, granodiorite zircon U-Pb age was 128.3 ± 2.6 Ma, quartz diorite porphyrite zircon U-Pb age was 108.48 ± 0.99 Ma, ore rhyolite and rhyolitic breccia zircon U-Pb ages were 116.98 ± 0.47 Ma and 116.98 ± 0.42 Ma, respectively. Given the intrusive relationships of these rocks, the Xianfengbeishan gold deposit formed in the late Early Cretaceous (116.98 ± 0.47 Ma and 108.48 Ma).

Based on the geochemical characteristics of the wall rock and vein rocks shown in the mining area, and the obtained volcanic tectonic discrimination diagrams, we suggest that the Xianfengbeishan gold deposit formed in the tectonic environment after collision, diagenetic

mineralization age. The formation of the Xianfengbeishan gold deposit is closely related to the sector split between the Jiamusi and Wandashan massifs caused by the subduction of the Pacific plate, which became a product formed under the ancient Pacific tectonic regime from squeeze to stretch.

References

1. Coleman R G. 1989. Continental growth of Northwest China [J]. *Tectonics*, 8 (3): 621-635.
2. Mizutani S, Shao J A, Zhang Q L. 1989. Nadanhada terrane in relation to Mesozoic tectonics on continental margins of East Asia [J]. *Acta Geologica Sinica.*, 63 (3): 204-216. (in Chinese with English abstract).
3. Cheng R Y, Wu F Y, Ge W C, Sun D Y, Liu X M, Yang J H. 2006. Emplacement age of the Raohe Complex in eastern Heilongjiang Province and the tectonic evolution of the eastern part of northeastern China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (2): 353-376. (in Chinese with English abstract).
4. Wei Y L, Yan Y C, Liu N, Han S J, Wang Q S. 2015. The dating of ore-bearing granite porphyry in the Yuejinshan skarn Cu-Au deposit, Heilongjiang Province, and its tectonic significance [J]. *Geology in China*, 42 (1): 169-179 (in Chinese with English abstract).

РАЗДЕЛ III

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА, СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Д.Г. Ардюков, В.Ю. Тимофеев, А.В. Тимофеев, Е.В. Бойко

НОВОСИБИРСКАЯ СТАНЦИЯ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ «NVSK» И ПЛИТНОЕ ДВИЖЕНИЕ

*ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск*

Введение

Гипотезы зарождения и дальнейшей эволюции Земли развиваются геологией уже несколько столетий. Многие годы существовали представления о том, что активная фаза геологической истории уже в далеком прошлом, и нам остаётся только восстановить историю эволюции Земли. Геологические исследования приводили к возникновению теорий о периодических вертикальных движениях земной поверхности, теории расширяющейся, пульсирующей Земли. В начале XX века появляется теория тектоники плит, т.е. Земля покрыта системой тектонических плит, которые отличаются скоростью горизонтальных движений. Модель «тектоники плит» описывает большинство активных процессов, происходящих на планете. На границах плит наблюдаются активные современные процессы.

Движение жестких плит

Движение плит на сфере описывается как вращение, точка выхода оси вращения на поверхность известна как полюс Эйлера.

В модели использованы следующие параметры: координаты полюса Эйлера, Φ – широта (с.ш.), Λ – долгота (в.д.), ω – угловая скорость вращения в градусах за миллион лет и координаты пункта наблюдений.

В рамках модели движения плит для определения скоростей горизонтальных смещений пункта с координатами φ и λ используются следующие соотношения:

$$V = \Omega \cdot R \cdot \sin D, \quad (1)$$

где Ω – угловая скорость в радианах, R – радиус Земли, эпицентральный угол $D = \arccos[\sin \varphi \cdot \sin \Phi + \cos \varphi \cdot \cos \Phi \cdot \cos(\Lambda - \lambda)]$.

$$V = 11.12 \cdot \sin D \cdot \omega \quad (\text{см в год и градус в миллион лет}) \quad (2)$$

$$\text{Горизонтальная скорость на север } V_n = V \cdot \sin \alpha, \text{ на восток } V_e = V \cdot \cos \alpha, \quad (3)$$

где $\alpha = \arctg \sin(\lambda - \Lambda) / \{\sin(90 - \varphi) / \text{tg}(90 - \Phi) - \cos(90 - \varphi) \cdot \cos(\lambda - \Lambda)\}$.

Координаты обратного полюса: $\Phi_{pi} = -\Phi_p$, $\Lambda_{pi} = \Lambda_p + 180$.

Одна из первых известных тектонических моделей NUVEL-1a была построена по комплексу геологических и геофизических данных [1]. Экспериментальные данные используются для создания новых моделей [2, 3, 4].

Постоянная станция и результаты измерений

Проиллюстрируем последние положения на примере вычисления скорости движения постоянной станции NVSK, заложенной в июле 2000 года на сейсмостанции Ключи в 10 км от города Новосибирск. Здесь использовался геодезический двухчастотный приемник TRIMBLE 4700. Определения положения станции проводились относительно постоянных станций Азии. При анализе в различных научных центрах используются специальные программные пакеты, наиболее распространенные GAMIT-GLOBK и BERNESE [5, 6]. Используются результаты станций, включенные в международную систему IGS (International GPS Service), а положение станции NVSK рассматривается в системе ITRF2000 и т.д.

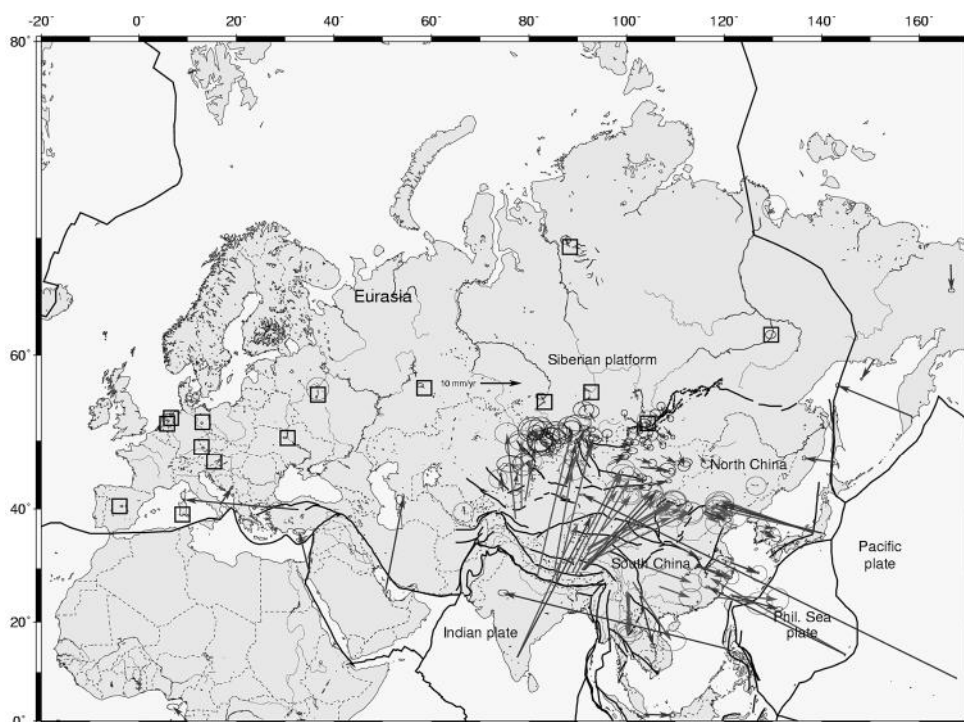


Рис. Смещение станций юга Азии относительно Евразии.

Использование результатов

Результаты, полученные при измерениях на постоянных станциях, используются для определения смещений для пунктов Азии. Анализ остаточных векторов проводился по сетям Восточного Казахстана, Алтая, Тувы, Байкальской рифтовой зоны и Монголии с включением постоянных станций Азии (Китай и Индия). Вычисления проводились относительно постоянных станций севера Евразии. Постоянные станции, относительно которых проводились вычисления, выделены квадратами на рисунке. Из полученных результатов наиболее сильно проявляется влияние движения на ССВ Индийской плиты (45–50 мм/год). К северу скорость смещения уменьшается и далее исчезает на платформах Сибири.

Рассмотрим соответствие полученных на пункте результатов имеющимся моделям движения Евразии и выберем модель для центральной части Евразии. Заметим, что по определениям, начиная с 2002 года, только к 2006 году значения горизонтальной скорости вышли на постоянное значение и далее сохранялись. Скорости определялись в разных центрах (IGS или SOPAC [7]), например, скорости для периода (2000.53–2009.70) составили: -1.2 ± 0.3 мм/год и 26.5 ± 0.3 мм/год. Скорости горизонтальных движений по определению за эпоху 2000–2015 гг. составили: -1.2 мм/год и 26.3 мм/год. Это значение можно принять за основу для станции NVSK.

Заключение

Использование на постоянной станции (NVSK, номер 12319 в мировой геодезической сети IGS) приёмника TRIMBLE 4700 с июля 2000 года по февраль 2016 года позволило определить координаты с точностью до долей миллиметра. В результате

Таблица. Скорости смещения пункта NVSK для моделей Евразии, экспериментальные значения и разность

Модель и её параметры (широта и долгота в градусах, скорость вращения градус/млн. лет)	Скорость V_N (на юг), мм/год	Скорость V_E (на восток), мм/год
1. АРКИМ-2000 (57.9°, 262.9°, 0.2587 град./млн лет)	-0.0893	26.529
2. CALE-2006 (52.266°, 252.978°, 0.245 град./млн лет)	-2.9569	25.714
3. SOPAC-2008 (55.851°, 262.622°, 0.263 град./млн лет)	-0.1755	27.357
4. SH-2008 (54.2°, 259.3°, 0.251 град./млн лет)	-1.1183	26.304
5. ANI-2010 (53.1°, 259.5°, 0.244 град./млн лет)	-1.0611	25.784
6. NUVEL-1A (50.631°, 247.725°, 0.2337 град./млн лет)	-4.4079	24.554
Измерения		
Экспериментальные значения (Э) (2000–2015 гг.)	-1.2 ±0.0	26.3 ±0.0
Разность по сравнению с моделями		
1 – Э	+1.1107	+0.229
2 – Э	-1.7569	-0.586
3 – Э	+1.0245	+1.057
4 – Э	+0.0817	+0.004
5 – Э	+0.1389	-0.516
6 – Э	-3.2079	-1.746

многолетних GPS наблюдений определены скорости горизонтальных смещений станции (-1.2 мм/год и 26.3 мм/год). За период 2000–2018 гг. зарегистрировано смещение станции на восток на 0.5 метра. В результате анализа [8, 9, 10, 11] выбрана модель вращения Евразийской плиты с координатами полюса Эйлера 54.2°N, 259.3°E и скоростью вращения 0.251 градус/млн лет, которая может быть использована в исследованиях Евразии и её окружения (Таблица, модель 4).

Литература

- Boucher C. Results and analysis of the ITRF97 / C. Boucher, Z. Altamimi, P. Sillard // IERS Technical note. 1999. N 27. P. 191.
- Kreemer C. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model / C. Kreemer, G. Blewitt, E.C. Klein // Geochem. Geophys. Geosyst. 2014. V. 15, N 10. P. 3849–3889.
- De Mets C. Geologically current plate motions. / C. De Mets, R.G. Gordon, D.F. Argus // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80.
- Drewes H. Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models / H. Drewes // In: M. Feissel (Ed.): Geodynamics, IAG Symposia. Springer. 1998. P. 35–55.
- Herring T.A. GAMIT Reference Manual. GPS analysis in MIT / T.A. Herring, R.W. King, S.C. McClusky // Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. release 10.3. 28 September 2006.
- Herring T.A. GLOBK Reference Manual. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. / T.A. Herring, R.W. King, S.C. McClusky // Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences Massachusetts Institute of Technology. release 10.3. 28 September 2006.
- SOPAC – Scripps Orbit and Permanent Array Center. <http://sopac-csrc.ucsd.edu/index.php/sopac/>
- Boucher C. The ITRF 2000. / C. Boucher // IERS Technical Note. 2001. N. 31. P. 211.
- Calais E. Continental Deformation in Asia from a Combined GPS Solution / E. Calais // Geophysical Research Letters. 11 Dec. 2007. x-14. doi: 10.1029/2006 GL028433.
- Shestakov N. Present tectonics of the southeast of Russia as seen from GPS observations. / N. Shestakov, M. Gerasimenko, H. Takahashi, M. Kasahara, V. Bormotov, V. Bykov, A. Kolomiets, G. Gerasimov, N. Vasilenko, A. Pryrkov, V. Timofeev, D. Ardyukov, T. Kato // Geophysical Journal International. 2011. 184 (2). P. 529–540.
- Timofeev V.Y. Plate boundaries in the Far East region of Russia (from GPS measurement, seismic-prospecting, and seismological data) / V.Y. Timofeev, D.G. Ardyukov, V.M. Solov'ev, S.V. Shibaev, A.F. Petrov, P.Yu. Gornov, N.V. Shestakov, E.V. Boiko, A.V. Timofeev // Russian Geology and Geophysics. 2012. 53. P. 321–336.

В.Г. Быков, Т.В. Меркулова

МИГРАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СКРЫТЫЕ РАЗЛОМЫ

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

Изучение тектонической нарушенности в виде скрытых разломов, т.е. не вышедших на поверхность Земли, но способных генерировать интенсивные сейсмические колебания и опасные геологические явления [2], является актуальной задачей для территории Приамурья. В данной работе предложен комплексный подход, в котором данные о миграции землетрясений служат первоосновой для выделения скрытых разломов, а геофизические и морфоструктурные данные привлекаются в качестве дополнительной информации для подтверждения полученных результатов.

Миграция землетрясений связана с распространением тектонических напряжений, вызывающих дополнительную нагрузку и, как следствие, последовательное возникновение землетрясений в сегментах разломов с высокой концентрацией упругих напряжений. Концепция направленной миграции землетрясений предполагает наличие разломов – границ плит, блоков и других структурных элементов, в которых при динамической подвижке происходит генерирование сейсмических волн, вызывающих землетрясения. Относительное движение плит приводит к медленному накоплению напряжений, которые быстро снимаются во время землетрясений. Однако во внутриконтинентальных сейсмических зонах, где выявлены системы взаимодействующих разломов, распределение землетрясений происходит довольно сложным образом. Скорость переноса напряжений в каждом из таких разломов изменяется медленно и не является величиной постоянной, землетрясения могут группироваться в кластеры, которые со временем смещаются. Так, данные о сейсмичности Северной Америки, восточной и северо-западной Европы [4] и Северного Китая [3] показывают, что землетрясения мигрируют и между разломами, которые в течение длительного времени оставались неактивными.

Территория Приамурья расположена в северо-восточной части Амурской плиты, вблизи области ее сочленения с Евразийской и Тихоокеанской плитами, и находится под воздействием горизонтального сжатия, вызванного перемещением Амурской плиты с запада на восток в результате дальнего действия коллизии Индийской и Евразийской плит, а также встречного сжатия, связанного с субдукцией Тихоокеанской плиты.

Направления и скорости миграции эпицентров землетрясений служат основными параметрами при исследовании динамики медленных деформационных процессов и могут быть использованы для сопоставления относительного вклада тектонических структур в современные глобальные и региональные геодинамические процессы.

Проведено исследование распределения землетрясений с $M \geq 3.5$, $M \geq 4$, $M \geq 4.5$ на территории Приамурья. Локализация землетрясений с $M \geq 4.5$ показывает, что в двух случаях миграция землетрясений направлена с СЗ на ЮВ, т.е. происходит по разломам северо-западного направления. В первом случае миграция землетрясений с $M \geq 4.5$ (цепочка 1) зафиксирована в период с 1972 по 1994 гг. (рис. А). Эта миграционная цепочка на отдельном отрезке совпадает с сегментом СЗ направления, далее за его пределами наблюдается миграция землетрясений с $M \geq 4$, но в обратном направлении, с ЮВ на СЗ. Миграционные цепочки составляют два цикла: 1968–1996 гг. и 1991–2011 гг. (рис. Б). В области миграции выявлены признаки скрытого разлома северо-западной направленности, к которым относятся оси аномалий магнитного поля, соответствующие дайкам, жилам или зонам вторичных изменений.

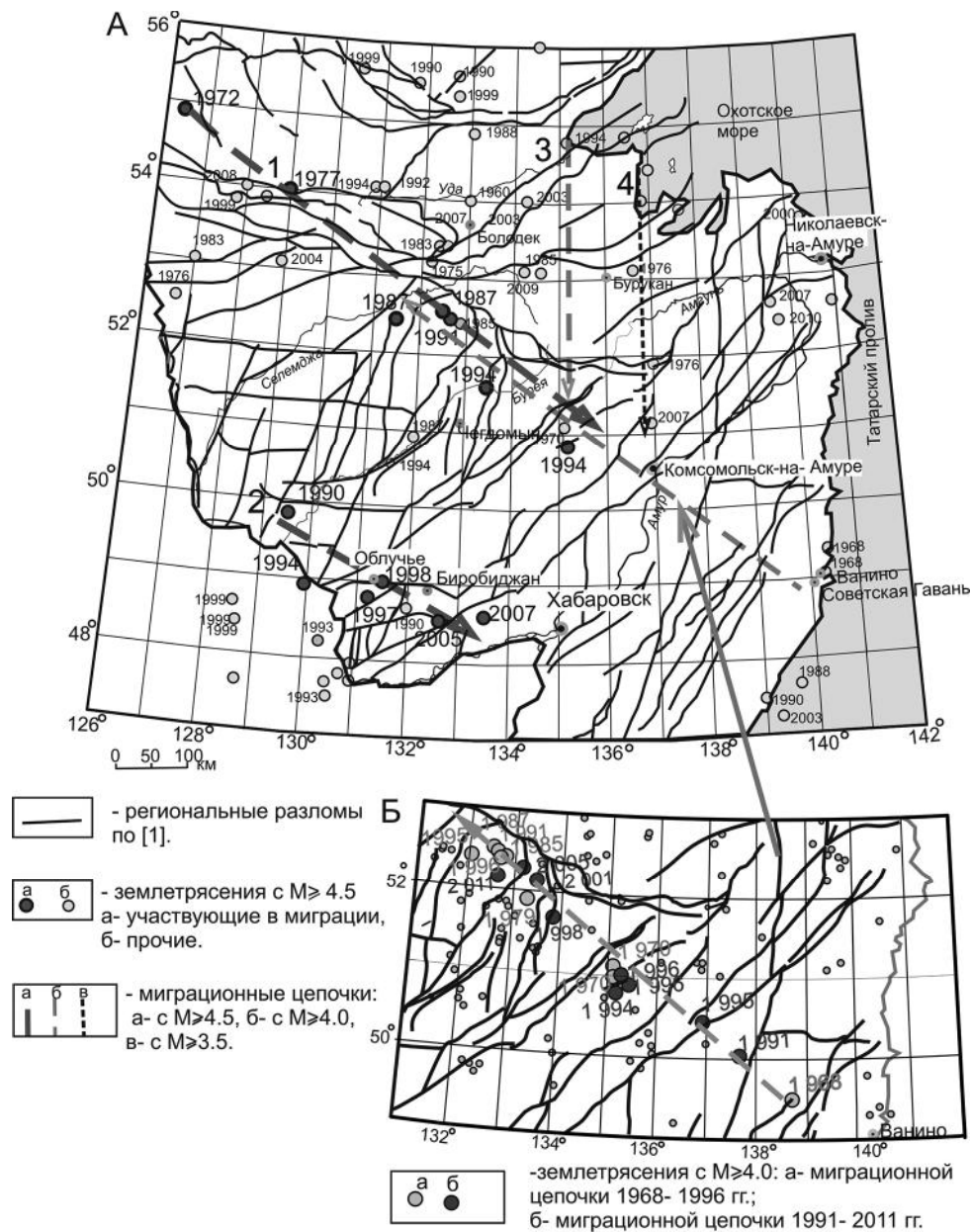


Рис. Миграция землетрясений в Приамурье: А – с $M \geq 4.5$; Б – с $M \geq 4.0$.

По другой миграционной цепочке землетрясений с $M \geq 4.5$ (цепочка 2) в период с 1990 по 2007 гг. отмечается миграция в направлении СЗ-ЮВ. На пространственно-временной диаграмме кроме направления СЗ-ЮВ выделены две зоны смещения в обратном направлении с ЮВ на СЗ.

В меридиональном направлении зафиксирована миграция землетрясений с $M \geq 4.0$ (цепочка 3) с севера на юг в периоды 1992–1999 гг., 2001–2011 гг. Здесь получены

дополнительные геофизические признаки скрытых разломов: крупная региональная аномалия гравитационного поля вытянута в субмеридиональном направлении, зона аномально пониженных значений V_p/V_s имеет такое же направление. Восточнее выявлена миграция землетрясений с $M \geq 3.5$ (цепочка 4) в том же направлении в периоды 1963–1995 гг., 1984–2007 гг.

Оценки показывают, что скорость миграции землетрясений с СЗ на ЮВ изменяется в пределах от 10 до 42 км/год, в обратном направлении скорость миграции имеет значения от 4 до 15 км/год.

Выводы

Детально изучены тенденции миграции землетрясений Приамурья с оценкой ее направления и скорости и на этой основе выделены скрытые разломы преимущественно северо-западного и субмеридионального простирания; выявлены структурные факторы локализации современных сейсмоактивных зон.

Данные о миграции землетрясений могут служить первоосновой для выделения скрытых разломов. Однако, для более надежного выявления скрытых разрывов необходимо привлекать дополнительные сведения: геофизические и морфоструктурные данные.

Миграция землетрясений как по скрытым разрывам, так и по геологическим разломам носит разнонаправленный характер, что отражает влияние как западного сжатия (дальнейшее действие коллизии Индостанского блока с Евразией), так и миграции деформаций из Японско-Курило-Камчатской зоны субдукции.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ФГБУН Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН и частично за счет гранта Российского научного фонда (проект №16-17-00015).

Литература

1. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
2. Макаров В.И., Шукин Ю.К. Оценка активности скрытых разломов // Геотектоника. 1979. № 1. С. 96–109.
3. Liu M., Stein S., Wang H. 2000 years of migrating earthquakes in North China: How earthquakes in midcontinents differ from those at plate boundaries // *Lithosphere*. 2011. V. 3. P. 128-132.
4. Scholz C.H. Large earthquake triggering, clustering, and the synchronization of faults // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100, N 3. P. 901–909.

В.В. Ершов

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТОВ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГРЯЗЕВЫХ
ВУЛКАНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА**

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

Грязевой вулканизм – это природные флюидодинамические системы, в которых из недр Земли на ее поверхность в большом количестве извергаются перетертые осадочные породы (сопочная брекчия), вода и газ. Грязевые вулканы широко распространены на Земле и встречаются как на суше, так и в морских бассейнах. Районы проявления грязевого вулканизма характеризуются большой мощностью осадочного чехла (10–25 км) и обычно совмещаются с крупными нефтегазовыми бассейнами. Азербайджан является классическим регионом развития грязевого вулканизма. Здесь расположено более 350 грязевых вулканов, из которых около 150 – морские [2]. На территории Азербайджана встречаются разнообразные формы проявления грязевого вулканизма – действующие, потухшие, погребенные, подводные, островные, нефтевыделяющие. По количеству грязевых вулканов, их разнообразию и интенсивности извержений этот регион не имеет аналогов в мире.

В 2016 г. проведено опробование 14 грязевых вулканов Азербайджана: 7 из Шамахи-Гобустанского района (Малый Мараза, Пирекяшкюль, Дашгиль, Бахар, Айрантекен, Агдамская группа, Шекиханская группа), 5 из Нижне-Куринского района (Большой Харамы, Яндере, Дуровдаг, Нефтчалинские сопки, Дуздаг), 2 из Абшеронского района (Пильпиля Гарадаг, Девебойну). Цель данной работы – анализ данных о вещественном составе сопочных вод и брекчии грязевых вулканов Азербайджана для понимания источников и условий генерации грязевулканического материала.

Определение концентрации основных анионов и катионов в сопочных водах выполнены методами ионной хроматографии и титриметрии в ЦКП Института морской геологии и геофизики ДВО РАН. Здесь же для сопочной брекчии методом термokatалитического окисления с последующим ИК-детектированием выполнено определение содержания общего, органического и неорганического углерода. Элементный анализ сопочных вод и брекчии выполнен методами атомной спектроскопии (ИСП-АЭС и ИСП-МС) в ЦКП Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Определение изотопного состава сопочных вод выполнено методом лазерной спектроскопии в Ресурсном центре «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета.

Результаты исследований показывают, что минерализация вод азербайджанских грязевых вулканов варьирует в широком диапазоне – от 8.5 до 175 г/л. Это воды от солоноватых до рассолов по классификации С.Л. Шварцева [9]. Исследуемые воды преимущественно являются хлоридно-гидрокарбонатно-натриевыми, также встречаются воды хлоридно-натриевого и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого типов. При этом все воды являются слабощелочными (рН от 7.5 до 8.3). Воды богаты бором – концентрация от 60 до 712 мг/л. Концентрация органического углерода в сопочных водах в основном составляет 15–85 мг/л. Изотопные характеристики $\delta^{18}\text{O}$ и δD находятся в интервалах (+0.8; +7.5) и (-33; -14) ‰ SMOW соответственно. Эти величины далеки от линии метеорных вод Крейга, что говорит о незначительном участии метеорных вод в современном гидрогеологическом режиме грязевых вулканов. Температуры формирования сопочных вод рассчитывались по Mg-Li геотермометру [12]. Вычисленные

температуры находятся в диапазоне от 6 до 83 °С (катионы определены методом ионной хроматографии). Эти значения следует рассматривать как нижнюю оценку, поскольку при медленном подъеме с глубины водных растворов гидрохимические геотермометры занижают оценки температуры [1].

Поскольку геохимические показатели изменяются в очень широком диапазоне (возможны выбросы и асимметрия данных), то для изучения статистических связей между ними использовался коэффициент ранговой корреляции Спирмена [8]. Уровень значимости задавался равным 0.05. Установлены положительные корреляции между минерализацией сопочных вод и концентрациями Cl, Na, K, Mg, Ca, Ba, Sr, Rb, Y, а также Cl/Br коэффициентом. Изотопный показатель $\delta^{18}\text{O}$ и Na/Cl коэффициент имеют отрицательную корреляцию с минерализацией. При этом между минерализацией и концентрациями Li, B и HCO_3 статистически значимые корреляции отсутствуют. Есть основания полагать, что источником водной фазы грязевулканического вещества являются морские седиментационно-погребенные (талассогенные) воды, дальнейшая эволюцию которых определяется в основном взаимодействием с водовмещающими породами и смешением с водами другого генезиса [6, 11]. Тогда указанные корреляции отражают, вероятно, смешение талассогенных вод с пресными, изотопно-тяжелыми дегидратационными (возрожденными) водами. Na/Cl коэффициент имеет положительную корреляцию с концентрацией HCO_3 . Вероятно, одним из ведущих факторов метаморфизации этих вод является поступление CO_2 в грязевулканические очаги. Растворяясь под высоким давлением, CO_2 переходит в форму гидрокарбонат-иона, повышая его концентрацию в грязевулканических водах, а также усиливает интенсивность выщелачивания Na из водовмещающих пород. Концентрации Ca и Mg имеют отрицательные корреляции с концентрацией HCO_3 . Следовательно, концентрации Ca и Mg в сопочных водах во многом регулируются карбонатным равновесием.

Для элементного состава брекчии грязевых вулканов Азербайджана выполнена нормировка на кларки элементов в осадочном слое континентальной коры, значения которых были взяты из работы [3]. Отметим, что при подготовке проб для элементного анализа проводилась декантация образцов, т.е. брекчия отмывалась от легкорастворимых солей, которые остаются в пробе после высушивания взятой из грифонов водогазовой смеси. Речь здесь идет, прежде всего, о такой соли как NaCl, большое количество которой растворено в сопочных водах азербайджанских грязевых вулканов. Анализ проб без декантации приводит к завышению содержания Na в брекчии, которое составляет в основном 0.2–0.5 мас. % [4]. Установлено, что в брекчии наблюдаются повышенные содержания V, Cr, Zn, Ni, Li, Cu, Sc, Pb, As, Mo, Ag. Среди элементов, имеющих пониженные содержания в брекчии, можно отметить Zr, Y, Cs, Hf, W, Ta, Tl, Cd. Содержание органического углерода в сопочной брекчии составляет от 0.31 до 1.87 мас. %, а среднее содержание – 0.95 мас. %. Это выше среднего значения (0.67 мас. %) для глин различных фациальных зон и стратиграфических горизонтов Русской платформы [7]. Заметим, что в глинах нефтеносных областей среднее содержание органического углерода равно 1.37 мас. %. В работе [10] по итогам анализа обширных геолого-геохимических данных, собранных из разных регионов бывшего СССР, сделан вывод о том, что зоны развития грязевых вулканов являются благоприятными в отношении поисков нефти и газа.

Содержание неорганического углерода (IC) в сопочной брекчии грязевых вулканов Азербайджана составляет от 0.9 до 2.0 мас. %. Между концентрациями IC и Ca наблюдается сильная положительная корреляция. Следовательно, Ca находится в брекчии

главным образом в виде карбонатных минералов. Положительная корреляционная связь с IC отмечается также и для Mn , Sr и Ba . Вероятно, эти элементы входят в состав карбонатов в качестве примесей. Отрицательная корреляция с IC наблюдается для многих элементов, в том числе, для Si и Al . Концентрации этих элементов, отражают, прежде всего, содержание в брекчии кварца и глинистых минералов соответственно. Положительные корреляции в парах Al-Fe и Al-K позволяют предположить, что глинистый материал брекчии представлен хлоритом и гидрослюдой (иллитом). Положительную корреляцию с Al имеет большое количество микроэлементов (сумма P3Э , Y , Li , Zr , Rb , Cs , Cr , Zn , Pb , V и др.), т.е. они накапливаются в глинистом материале брекчии. Для спектров P3Э , нормированных на глины Русской платформы [5], характерно обогащение средними P3Э , наличие слабых положительных цериевой и европиевой аномалий.

Таким образом, в данной работе описаны закономерности химического состава сопочных вод и брекчии, выбрасываемых грязевыми вулканами Азербайджана. Полученные результаты полезны для развития и уточнения существующих представлений о глубинах, температурных условиях и генезисе грязевулканического вещества.

Литература

1. Алексеев В.А. Кинетика и механизмы реакций полевых шпатов с водными растворами. М.: ГЕОС, 2002. 256 с.
2. Алиев Ад.А., Гулиев И.С., Дадашев Ф.Г., Рахманов Р.Р. Атлас грязевых вулканов мира. Баку: Nafta-Press, 2015. 322 с.
3. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 383 с.
4. Ершов В.В., Никитенко О.А., Перстнева Ю.А. и др. Геохимические исследования продуктов деятельности грязевых вулканов Азербайджана // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей V Всероссийской молодежной геологической конференции. Уфа: ООО Альфа-реклама, 2017. С. 117–123.
5. Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
6. Никитенко О.А., Ершов В.В. Глобальные закономерности формирования изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD) грязевулканических вод // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 2. С. 49–60.
7. Ронов А.Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью) // Геохимия. 1958. № 5. С. 409–423.
8. Ферстер Э., Ренц Б. Методы корреляционного и регрессионного анализа. М.: Финансы и статистика, 1983. 302 с.
9. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
10. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 167 с.
11. Chao H.C., You C.F., Liu H.C., Chung C.H. 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.
12. Kharaka Y.K., Mariner R.H. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins // *Thermal History of Sedimentary Basins*. New York: Springer-Verlag, 1989. P. 99–117.

В.В. Ершов

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ВАЛОВОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СОПОЧНОЙ БРЕКЧИИ
ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ ИЗ РАЗНЫХ РЕГИОНОВ МИРА**

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

В настоящее время с точки зрения геохимии наиболее изученной является газовая фаза продуктов грязевого вулканизма. Газогеохимическими исследованиями охвачено более двух сотен грязевых вулканов, общий объем газовых проб приближается к одной тысяче [1]. Водная фаза продуктов грязевого вулканизма изучена в меньшей степени. Однако и здесь количество опробованных вулканов составляет более сотни, а общий объем водных проб перевалил за три сотни [6]. Большие выборки данных позволяют определять глобальные (универсальные) и региональные (специфические) закономерности процессов грязевого вулканизма. Хуже всего изучена твёрдая фаза продуктов грязевулканической деятельности, которая называется сопочной брекчией и представляет собой смесь полужидкой глинистой массы с обломками разнотипных осадочных пород, оторванных из различных глубин.

Сопочная брекчия считается специфической горной породой, которая не имеет аналогов среди отложений, возникающих в результате различных геологических процессов [10]. Исходными для неё являются тектонические брекчии, которые затем перерабатываются грязевулканическими водами и газами. По стратиграфической привязке твёрдые выбросы, как правило, относят к породам кайнозойского комплекса; только небольшую их часть связывают с мезозойскими (юрскими и меловыми) отложениями. Для Южно-Каспийской и Керченско-Таманской грязевулканических провинций считается, что корни вулканов здесь локализуются в глинистых толщах майкопской серии (олигоцен-нижнемиоценовый возраст).

Вопросам геохимии сопочной брекчии пока уделяется небольшое внимание. Литературные данные о химическом составе брекчии довольно скудны и практически никак не интерпретируются. Однако постепенно приходит понимание того, что химический состав сопочной брекчии также может нести информацию о грязевулканической деятельности [3, 8]. Хорошо известно, что при изучении выбросов магматических вулканов давно и успешно применяются различные петрохимические модули и дискриминационные диаграммы. Они обладают высокой информативностью при изучении закономерностей эволюции магматических систем и определении геодинамических обстановок их формирования. Однако для сопочной брекчии подобные литохимические исследования практически отсутствуют. Очевидно, что и в отношении грязевых вулканов также необходимо развить подобные подходы к систематизации, анализу и интерпретации геохимических данных.

В данной работе интегрированы данные о содержании петрогенных элементов в брекчии наземных грязевых вулканов из разных регионов мира: Румынии, Пакистана, Китая, Тайваня, Малайзии, Ирана, Грузии, Андаманских островов, Таманского п-ова, Керченского п-ова, о-ва Сахалин. Используются также данные о составе брекчии морского грязевого вулкана Хаакон Мосби, находящегося на дне Норвежского моря. В общей сложности набралось более 150 проб брекчии из более 50 грязевых вулканов. При этом для некоторых проб отсутствовали сведения о концентрации SiO_2 . В этом случае проводились приближенные расчеты содержания SiO_2 . Кроме того, для грязевых вулканов

Грузии и Таманского п-ова отсутствуют данные о валовом химическом составе и известен лишь состав глинистой фракции брекчии (< 1 мкм). Для обработки и интерпретации геохимических данных применялись общепринятые методы и подходы, используемые при изучении осадочных пород [4, 7, 11].

Средние содержания SiO_2 и Al_2O_3 в сопочной брекчии грязевых вулканов мира изменяются довольно слабо, коэффициент вариации составляет около 14 и 28 % соответственно. Наиболее сильно изменяются содержания MnO и CaO , коэффициент вариации – 286 и 118 % соответственно. Установлено, что по содержанию CaO в брекчии имеются определённые региональные отличия. Например, среднее содержание CaO в брекчии грязевых вулканов о-ва Сахалин составляет 0.77 мас. %, Керченского п-ова – 1.78 мас. %, Грузии – 4.11 мас. %. Это может быть связано с разным содержанием CO_2 в грязевулканических газах. Исследования отдельных образцов сопочной брекчии показывает, что CaO связан преимущественно с карбонатными минералами [2]. Известно, что растворимость карбонатов в значительной степени зависит от содержания в воде углекислого газа.

На вариационных диаграммах почти все фигуративные точки образуют единое и достаточно компактное поле. Какие-либо отдельные области составов (например, для грязевых вулканов из разных регионов мира) здесь не обособляются. Криволинейные тренды на диаграммах $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ позволяют говорить о смеси кварц-глинистые минералы-кальцит. На классификационной диаграмме Хиррона большинство фигуративных точек для сопочной брекчии образует компактное поле в области глинистых сланцев и вакк. Какой-либо явной дифференциации по регионам также не наблюдается. На диаграмме Юдовича-Кетрис, используемой для систематики глинистых пород, большинство фигуративных точек для сопочной брекчии попадает в поле V (хлорит-монтмориллонит-гидроалюидные глины) и в поле VI (гидроалюидные глины с примесью тонкодисперсного полевого шпата). Отметим, что по одной из гипотез грязевулканическая деятельность обусловлена катагенетической трансформацией глинистых минералов – иллитизацией смектита [9]. Тогда глинистый материал, выбрасываемый действующими грязевыми вулканами, как раз и должен содержать смешанослойные иллит-смектиты как промежуточные формы гидроалюидизации монтмориллонитов.

На палеогеодинамических диаграммах Розера-Корша ($\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) и Мейнарда с соавторами ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) фигуративные точки для сопочной брекчии образуют очень компактное облако (преимущественно в области активных континентальных окраин). Эта компактность представляется довольно необычной. В работе [5] протестированы палеогеодинамические диаграммы на примере осадочных отложений различного возраста и геодинамической природы из разных регионов России. Было установлено, что для осадочных пород из одинаковых геодинамических обстановок наблюдается большой разброс на дискриминантных диаграммах. Для сопочной брекчии из разных регионов мира этот разброс существенно меньше.

Таким образом, все проанализированные образцы сопочной брекчии имеют схожие литохимические характеристики. Это позволяет формально считать, что все образцы представлены осадочными породами из единого источника. Однако это вряд ли возможно, учитывая различные геологические условия и географическую удалённость разных грязевулканических провинций. Более правдоподобным видится, что процессы грязевого вулканизма приводят к преобразованию исходного грязевулканического вещества. Интенсивное взаимодействие вода-порода-газ, протекающее в грязевулканическом

канале, унифицирует химический состав сопочных брекчий из различных регионов. В результате действия грязевулканических вод и газов разрушаются горные породы и качественно изменяется их химический состав с образованием новых минералов. Выявленная однородность химического состава позволяет говорить о кларках сопочной брекчий, которые могут быть полезны для идентификации потухших (погребённых), плохо выраженных в рельефе или малодоступных для визуального распознавания (например, на морском дне) грязевых вулканов. Подчеркнем, что в настоящее время выборка данных о химическом составе сопочной брекчий довольно мала. Для уточнения сделанных выводов требуются дальнейшие исследования с получением и накоплением новых литохимических данных.

Литература

1. Бондаренко Д.Д., Мельдер В.М. Геохимическая характеристика газов грязевых вулканов мира // Геология в развивающемся мире: сборник научных трудов по материалам XI Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. Пермь: ПГНИУ, 2018. Т. 2. С. 37–40.
2. Ершов В.В., Левин Б.В. Новые данные о вещественном составе продуктов деятельности грязевых вулканов Керченского полуострова // Докл. АН. 2016. Т. 471, № 1. С. 82–86.
3. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязе-вулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 49–57.
4. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.
5. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А. и др. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия. 2016. № 7. С. 579–595.
6. Никитенко О.А., Ершов В.В. Глобальные закономерности формирования изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$, δD) грязевулканических вод // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 2. С. 49–60.
7. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
8. Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Веникова А.Л., Пестрикова Н.Л. Элементы-примеси в современной сопочной брекчий грязевых вулканов о. Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. С. 19–30.
9. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.
10. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Кубань-геология, 2006. 176 с.
11. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

В.С. Жижерин, М.А. Серов

**МОДЕЛЬ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
ЕВРАЗИЙСКОЙ И АМУРСКОЙ ПЛИТ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)**

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Согласно современным представлениям теории тектонических плит [1] земная кора поделена на относительно жесткие фрагменты (плиты) перемещающиеся с различной скоростью по астеносферному слою мантии. Природа сил, вызывающих эти перемещения, до конца не установлена, однако, считается что главным движущим механизмом выступает мантийная конвекция, в ходе которой относительно тяжелая кора океанических плит погружается под более легкую кору континентов в зонах субдукции. В рифтовых зонах, где мантийная конвекция создает восходящие потоки разогретого вещества, происходит процесс образования новой коры, обеспечивая тем самым стабильность размеров планеты.

Максимально установленные скорости субдукции и рифтообразования в наиболее геодинамических активных областях планеты достигают первых десятков см/год, в то время как типичные скорости смещения внутриплитных участков земной коры обычно не превышают первых десятков мм/год [3].

Земная кора состоит из семи основных литосферных плит и такого же количества малых. Различают три типа границ и соответственно режимов взаимодействия плит: дивергентные границы, по которым происходит раздвижение плит, конвергентные – сближение, трансформные – скольжение одной плиты относительно другой.

Исследуемый в данной работе регион расположен в области конвергентного взаимодействия Евразийской и Амурской плит, являясь восточным обрамлением Байкальской рифтовой системы. Согласно существующим данным кинематика Евразийской и Амурской плит отличается незначительно [2], однако зона их сочленения отчетливо выражена в плотности разрывных нарушений и сейсмичности [4].

В ходе исследования с помощью методов космической геодезии было получено векторное поле скоростей, характеризующее смещения участков земной поверхности в исследуемом регионе (рис.). Интенсивность деформационных процессов, происходящих на определенной территории, определяется величиной градиента поля векторных скоростей.

Максимальных значений она достигает на участках, приуроченных к Тукурингра-Джелтулакской зоне разломов, в то время как для Становой и Аргуно-Мамыньских областей изменения векторного поля по площади незначительны. Интерполированное поле скоростей отображает вихревой характер происходящих геодинамических процессов, что является следствием глобальных нелинейных свойств геосреды как таковой.

Векторное описание смещений точек земной поверхности не является инвариантным, т.е. при смене начала отсчета изменяются величины и направления векторов. Для перехода от векторного поля к скалярному, воспользуемся первым инвариантом тензора деформации – дивергенцией. Для этого из интерполированного поля скоростей построим регулярную сеть, в которой для каждого узла сети с ячейкой 0,33 на 0,33 градуса найдем значения северной и восточной компонент интерполированного вектора. Вычислим дивергенцию для каждого узла сети по формуле $\text{div } V = dV_x/dx + dV_y/dy$. Физический смысл этой величины заключается в обнаруживании «источников» ($\text{div} > 0$) и «стоков»

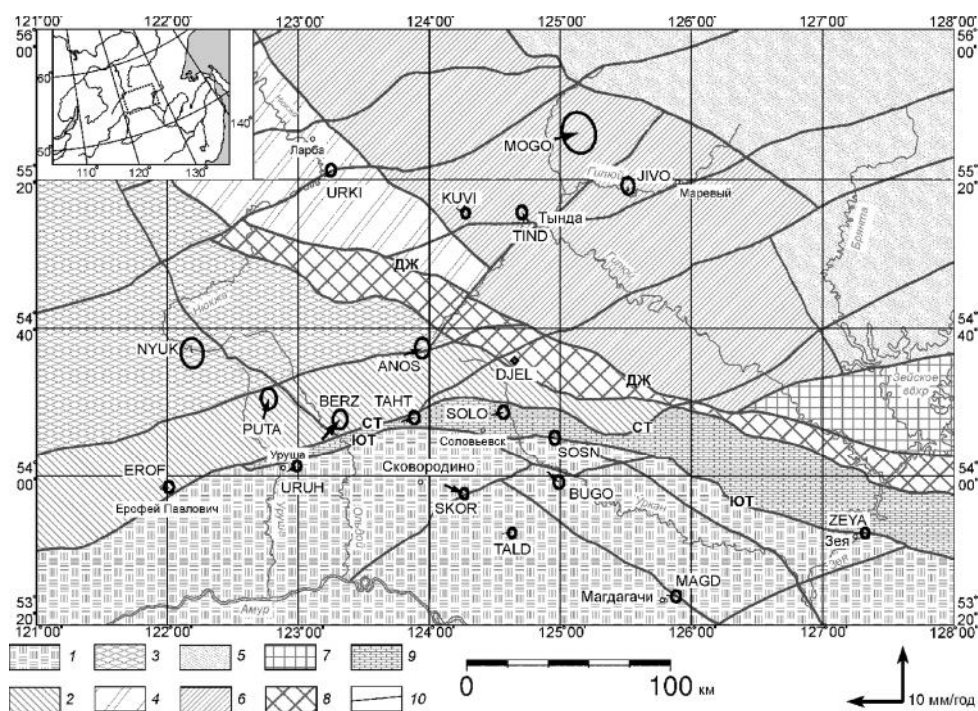


Рис. Схема блокового строения Верхнего Приамурья. Главные тектонические структуры Верхнего Приамурья: 1 – Аргунский континентальный массив; 2–3 – структуры Селенга-Станового террейна, блоки: 2 – Урканский, 3 – Могочинский; 4–7 – Структуры Джугджуро-Станового террейна, блоки: 4 – Ларбинский, 5 – Брянтинский, 6 – Иликанский, 7 – Дамбукинский; 8–9 шовные зоны: 8 – Джелтулакская шовная зона, 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 10 – разломы различного ранга, из них наиболее активные: ЮТ – Южно-Турурингрский, СТ – Северо-Турурингрский, ДЖ – Джелтулакский. Вектора скорости смещений пунктов (стрелки) приведены относительно пункта DJEL с эллипсами 95 % доверительного интервала.

($\text{div} < 0$) векторного поля. Применительно к задачам геодинамики дивергенция позволяет обнаруживать участки, на которых площадь земной поверхности увеличивается или уменьшается, т.е. области растяжения или сжатия.

Вычисленное поле дивергенции отображает наличие двух локально сопряженных областей земной коры близких по площади, геометрии и амплитуде деформационных процессов, но имеющих разные знаки. Столь сложная картина, вероятнее всего, обусловлена переходом от Байкальского типа напряжений, для которых характерен режим растяжения, к Становому типу, в котором более преобладает режим сжатия.

Таким образом, в ходе исследования были получены следующие научные результаты:

Представленная модель геодинамических процессов Верхнего Приамурья отображает их вихревой характер.

Наиболее интенсивные деформации в пределах изучаемого региона получены на участках примыкающих к Турурингрской зоне разломов, в которых скорости деформаций на 2 порядка превышают типичные для внутриплитных областей значения.

Выявлена область смены знака доминирующих тектонических напряжений, маркирующая изменение преобладающих типов геодинамических процессов от байкальского (доминирует растяжение) к становому (доминирует сжатие).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00049.

Литература

1. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: КДУ, 2005. 560 с
2. Тимофеев В.Ю. Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В., Гильманова Г.З.. О параметрах вращения сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 21–31.
3. Altamimi, Z., P. Rebischung, L. Métivier, and X. Collilieux (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 121. P. 6109–6131.
4. Kreemer, C., G. Blewitt, and E. C. Klein (2014). A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15. P. 3849–3889.

А.С. Закупин

**ПЕРЕХОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА САХАЛИНА ПО
ДАНЫМ СОВРЕМЕННЫХ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ**

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

Актуальность исследования сейсмичности на Сахалине трудно переоценить. Одним из наиболее сейсмоактивных регионов планеты является так называемое Тихоокеанское «огненное кольцо». Сахалинская область располагается в пределах северо-западной части этого сейсмического пояса и потому является одним из наиболее сейсмоопасных регионов России. Особенно важно изучение сейсмичности южной части Сахалина, где плотность населения самая большая, а населенные пункты, в том числе областной центр Южно-Сахалинск, расположены вблизи активных разломов. В последние несколько лет на Сахалине сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН были достигнуты значительные успехи в области среднесрочных оценок по основным сейсмическим зонам острова с умеренным потенциалом ($M = 6-7$). Метод среднесрочного прогноза сейсмической опасности LURR [1] был успешно применен [2, 3] не только на Сахалине, но и в других регионах планеты (Непал, Новая Зеландия). В работах [2, 4] используемый подход позволил перейти к оперативной оценке сейсмической опасности и сделать два официальных прогноза, которые рассматривались на заседаниях Сахалинского филиала Российского экспертного совета по чрезвычайным ситуациям (протокол № 3 от 11.05.2016, протокол № 2 от 16.03.2017). С 2017 года в дополнение к LURR также используется метод СРП (метод саморазвивающихся процессов), разработанный А.И. Малышевым (ИГГ УрО РАН) [5] и адаптированный к данным наблюдений в различных сейсмоактивных регионах [6, 7]. Данная методика позволяет строить адекватные модели сейсмического процесса на основе нелинейного дифференциального уравнения второго порядка, названного уравнением саморазвивающихся процессов. Фактически оба метода описывают характер перехода между тремя состояниями сейсмичности в сейсмогенерирующей зоне: пост релаксационное, стабильное (затишье и бреши) и форшоковые активизации. Более того, после появления признаков нелинейности в деформировании области очага, определяемой как аномальный рост параметра по методу LURR, последующие переходы к форшоковым активизациям с большой вероятностью приводят к сильным землетрясениям. На базе перечисленных методов в работе сделаны оценки сейсмической обстановки на юге Сахалина в зоне центрально-Сахалинского разлома, где в предыдущие два года был отмечен рост сейсмической активности. В работе используются данные локальной сети автоматизированных цифровых сейсмических станций СФ ФИЦ ЕГС РАН. На основе данных мониторинга этой локальной сетью создан и регулярно пополняется детальный каталог землетрясений с $M \geq 2.0$. Данные локальной сети использованы для оценки сейсмической обстановки и расчетов по методу LURR и СРП.

Для моделирования методом СРП используется программный комплекс SeisDynamicsView. По методу LURR применялся программный комплекс Seis-ASZ использованный в работах [8]. Расчеты LURR проведены с выбором стандартных для наших работ параметров: окно 360 дней, сдвиг 30 дней, диапазон магнитуд от 3.3 до 5. Исследуемый сегмент ЦСР и результаты расчета 2017 года рассмотрены в работе [9]. Зона локализована (рис. а) в районе Тымь-Поронайского (Центрально-Сахалинского) и Апреловского разломов в пределах $46.4^{\circ}-47.4^{\circ}$ с.ш. и $142.2^{\circ}-142.4^{\circ}$ в.д. Потенциал в

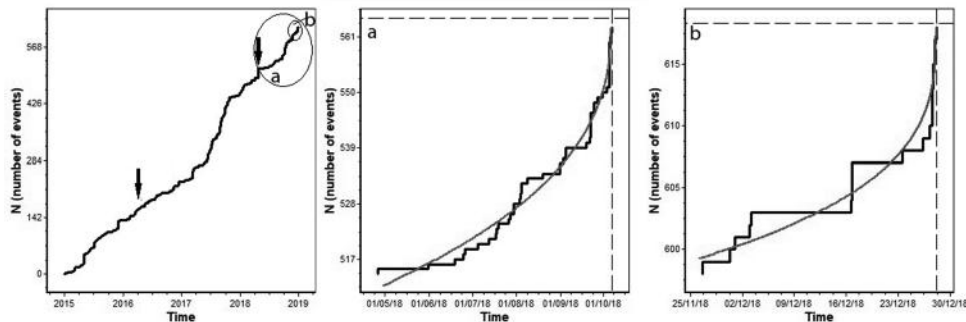


Рис. Слева-направо: общий график накопления периодов с 2015 по 2018 гг., решение для области а, решение СРП для области b. Стрелками обозначены моменты появления аномалий LURR.

данной сейсмогенерирующей зоне (СГЗ) по инструментальным данным оценивается до $M_w = 6.0$ (по палеоданным это $M_w = 7.0$ с повторяемостью до 600 лет), при этом прогнозные оценки по методу LURR относятся к событиям выше $M_w = 5.5$.

Главным результатом расчета зоны за период с 2015 по 2018 гг. стало наличие двух аномалий по методу LURR. По графику активности за данный период мы видим достаточно неоднозначную картину. С одной стороны – появление первой аномалии LURR соответствует началу периода с низким уровнем активности, что характерно для предположения о переходе в неупругую стадию деформирования (энергия меньше рассеивается через хрупкое разрушение – классические землетрясения), как и то, что через некоторое время после этого активность начала резко увеличиваться. С другой же стороны этот процесс не завершился в исследуемой зоне землетрясением с ожидаемой магнитудой, а активность оставалась высокой в течение всего 2017 года. Кроме того – непонятно и вызывает вопросы появление на этом фоне ещё одной аномалии LURR. В то же время очередная фаза снижения активности опять же была отмечена после неё. В целом имеет место ситуация, когда аномалии в зоне Западно-Сахалинского (рис. 2, [4]) и Центрально-Сахалинского разломов (рис. b) в середине 2016 года указывали на общую дестабилизацию в южной части острова. Это частично проявилось в апреле 2017 года землетрясением с магнитудой 5 в районе сочленения двух крупнейших разломов [4]. К настоящему времени в районе исследования происходит такой же резкий рост сейсмической активности, как и в начале 2017 года (рис.).

Из 4-х летнего тренда на графике накопления периодов (аналог сейсмической активности) видно, что во время появления первой аномалии LURR в целом преобладал релаксационный процесс, который в начале 2017 года постепенно перешел в режим с ускорением. После второй аномалии LURR практически сразу формируется СРП с решением на 06.10.2018 (рис. а). Что ещё интереснее, что данная активация, практически не входя в процесс релаксации и замедления вновь обостряется, причем можно получить уже новое решение (рис. b), начиная с ноября 2018 года в точке 28.12.2018.

Анализ сейсмичности в районе Центрально-Сахалинского разлома на юге острова за период с 2015 по 2018 гг. оставил много вопросов. К началу 2019 года активность на этом участке возросла и реализуется саморазвивающийся процесс с устойчивым решением. При этом расчеты данным методом не снимают вопрос, а указывают на прогноз для события с магнитудой от 5.5 до 6 на период до 2020 года.

Литература

1. Yin X.C., Wang Y.C., Peng K.Y., Bai Y.L., Wang H.T., Yin X.F. Development of a new approach to earthquake prediction: The Load/Unload Response Ratio (LURR) theory // *Pure Appl. Geophys.* 2001. V. 157(11/12). P. 2365–2383.
2. Закупин А.С., Левин Ю.Н., Богинская Н.В., Жердева О.А. Развитие методов среднесрочного прогноза на примере Оморского землетрясения на Сахалине ($M_w=5.8$, 14 августа 2016 года) // *Геология и геофизика.* 2018. № 11. С. 1904–1911.
3. Закупин А.С., Каменев П.А. О возможности пространственно-временной локализации повышенной сейсмической опасности в методике среднесрочного прогноза LURR (на примере Новой Зеландии) // *Геосистемы переходных зон.* 2017. № 3. С. 40–49.
4. Закупин А.С., Семенова Е.П. Исследование процесса подготовки сильных землетрясений ($M_w>5$) на Сахалине методом LURR // *Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки.* 2018. № 5. С. 73–88.
5. Мальшев А.И. Динамика саморазвивающихся процессов // *Вулканология и сейсмология.* 1991. № 4. С. 61–72.
6. Тихонов И.Н., Закупин А.С. Ретроспективная оценка применимости двухэтапной схемы краткосрочного прогнозирования землетрясений ($M \geq 5$) Южного Сахалина по данным детального каталога. // *Вестн. ДВО РАН.* 2016. № 1. С. 58–67.
7. Тихонов И.Н., Михайлов В.И., Мальшев А.И. Моделирование последовательностей землетрясений юга Сахалина, предваряющих сильные толчки, с целью краткосрочного прогноза времени их возникновения // *Тихоокеан. геология.* 2017. Т. 36, № 1. С. 5–14.
8. Закупин А.С. Программный комплекс для анализа неустойчивости сейсмического процесса // *Геоинформатика.* 2016. № 1. С. 34–43.
9. V.W. Levin, Satorova E.V., Zakupin A.S., Kamenev P.A. Local Occurrence of the Relationship between Variations in the Earth's Rotation Rate and the Dynamics of Seismicity: Case Study of Sakhalin // *Doklady Earth Science.* 2018. V. 483, Part 2, P. 1575–1578.

А.А. Коковкин

ЗНАКОПЕРЕМЕННО-СДВИГОВАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙКАЛО-УДСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

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

Байкало-Удская рифтовая система (БУРС, рис.) протягивается от 100-го меридиана к востоку, в широтном направлении, вдоль южного фаса Сибирского кратона, с выходом на окраину континента. Представлена она группой новейших приразломных впадин, выполненных осадками эоцен-плейстоценового возраста (Тункинская, Муйская, Токская, Урканская, Верхне-Зейская, Боконская и др.). В западной части в строении этой системы участвуют современные рифтогены Байкала и Хубсугула. На востоке структурой Удской губы на нее наложен современный раздвиг Охотского моря. Все впадины БУРС вложены в разломы Монголо-Охотской системы – северной ветви Альпийско-Гималайского подвижного пояса, продолжающей его основную широтную структуру к окраине континента, до сочленения со структурой Тихоокеанского пояса [1].

Моделирование БУРС выполнено в рамках разрабатываемой автором модели *волновой нелинейной геодинамики* [2]. В соответствии с этой моделью, земная кора структурируется иерархией волновых процессов, возглавляемой ритмичкой глобальных пульсаций. В континентальную кору рассматриваемого региона эти пульсации транслируются встречными возвратно-поступательными движениями двух кратонов (Сибирского, Китайского) и Тихоокеанского суперплюма. В коре континента и зоне перехода под влиянием этого трехстороннего пульсационного пресса формируются и взаимодействуют системы глубинных разломов, развивающихся в волновом (ма-

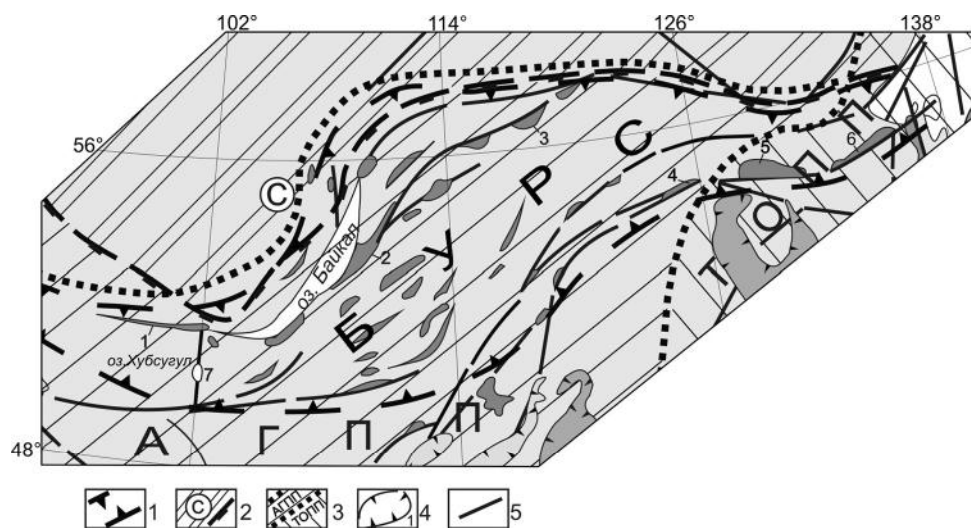


Рис. Байкало-Удская рифтовая система (БУРС) в структуре Востока Азии.

1 – границы БУРС; 2 – структура Сибирского (С) кратона; 3 – северная ветвь Альпийско-Гималайского подвижного пояса (АГПП) и ее граница с Тихоокеанским подвижным поясом (ТОПП); 4 – инверсионные впадины: 1 – Тункинская, 2 – Баргузинская, 3 – Муйская, 4 – Урканская, 5 – Верхне-Зейская, 6 – Боконская, 7 – Хубсугульская; 5 – глубинные разломы.

ятниковом) режиме знакопеременного сдвига (ЗПС). Начать разработку ЗПС-модели автора подтолкнула необходимость объяснить два существенных свойства разломов – их *фрагментированность* и *целостность контролируемых ими рифтогенных структур*. Доминирующая до настоящего времени модель однонаправленного сдвига оставляет эти свойства за рамками своего внимания.

Индикаторами ЗПС-режима являются локализованные в них *инверсионные структуры*, развивающиеся в режиме, полярном по отношению к режиму вмещающих их геологических структур. В орогенах с характерным для них режимом сжатия формируются, но уже в раздвиговом режиме, *инверсионные (приразломные) впадины*. В то же время, в рифтогенах, где доминирует раздвиговый режим, образуются *инверсионные (внутренние) поднятия*, для развития которых необходим режим сжатия.

Развитие *инверсионной впадины* в знакопеременно-сдвиговой системе разлома начинается с раскрытия полости на участке осложнения морфологии этого разлома, с изгибом плоскости его сместителя. Выходящая на поверхность полость превращается в процессе знакопеременного сдвига в седиментационный бассейн, который со временем заполняется обводненными осадками. Заполнение происходит синхронно со сдвиговым перемещением, с близкой к нему скоростью накопления осадков. Вследствие этого обводненный осадочный субстрат под действием сдвига, несмотря на развивающееся при этом сжатие, не деформируется. Этому способствует *несжимаемость* его флюидо-водонасыщенной осадочной среды. Каждая из инверсионных впадин развивается при этом по индивидуальному сценарию, определяющемуся морфологией вмещающего разлома, характером развития вмещающего впадину орогена и особенностями ЗПС-режима его разломов.

В голоцене, в рамках короткого, но весьма мощного ритма глобального сжатия, сопровождающегося активизацией упомянутого трехстороннего пресса, на Востоке Азии активизировался орогенез. Многие уже заполнившиеся осадками инверсионные впадины были частично или полностью выведены с этого времени из седиментации. Их осадки были, в той или иной степени, деформированы сдвиговой тектоникой и подвержены эрозии.

Активизация голоценового орогенеза хорошо видна на примере БУРС. До этого времени, на протяжении значительной части новейшего этапа, приразломные впадины этой системы развивались в режиме седиментации, на фоне довольно спокойно развивающегося вмещающего их поднятия. Но в голоцене, с активизацией трехстороннего пресса, резко активизировался и орогенез. В результате, большинство впадин были взброшены, выведены из седиментации, деформированы и подвержены эрозии. Но отдельные открытые полости продолжают формироваться здесь и сейчас, заполняясь современными осадками. Из впадин БУРС можно, таким образом, выстроить достаточно длинный эволюционный ряд – от современных открытых полостей Байкала и Хубсугула до отчетливо реликтовых впадин – Тункинской, Урканской, Верхне-Зейской и др. Реликтовый характер этих впадин является, таким образом, индикатором голоценового орогенеза.

Проявленный на поверхности криволинейный характер вмещающего впадину разлома должен, так или иначе, транслироваться и на глубину. Соответственно, и здесь при сдвиге в разломе должны формироваться открытые полости. В раскрытой структуре новейшего разлома эти полости заполняются флюидо-водонасыщенным, практически несжимаемым субстратом. В дальнейшем они могут в значительной мере определять

характер его сейсмичности. Эти глубинные полости представляют собой контрастные барьерные зоны, способные разгружать напряжения сжатия, накапливающиеся в субстрате вмещающего их орогена.

Изменчивость морфологии разломов на поверхности БУРС предполагает высокую насыщенность ее открытыми полостями и на глубине. Развитие этих полостей, судя по всему, продолжается здесь до настоящего времени. Это может объяснить аномальную сейсмическую активность совмещенной с ней восточной части Трансазиатского сейсмического пояса. В наиболее изученном Байкальском фрагменте БУРС, с его максимальной насыщенностью инверсионными впадинами и глубинными полостями, в течение года фиксируется более 200 коровых землетрясений, в том числе 7-балльных через 1–2 года, 8-балльных через 5 лет, 9-балльных через 15 и 10-балльных через 50 лет [3]. Это значительно выше средней статистической величины повторяемости ЗТ, оцениваемой в 200–500 лет. Развитие землетрясения может быть связано со сменой направления сдвигового перемещения, в результате чего в заполненной флюидом глубинной полости резко (до критического уровня) наращивается сжатие.

Выводы

1. Байкало-Удская рифтовая система представляет собой новейшую орогенную структуру, насыщенную инверсионными (приразломными) впадинами.

2. Структура БУРС сформирована под прессом Сибирского кратона в северной ветви Альпийско-Гималайского пояса, продолжающей основную (широтную) структуру этого пояса к востоку, до окраины континента.

3. Новейшие инверсионные впадины БУРС формировались под влиянием знакопеременного сдвига, при образовании открытых полостей на участках изменения простираения разломов.

4. В голоцене, в результате активизации орогенеза, большинство впадин БУРС были взброшены, выведены из седиментации, деформированы тектоникой и эродированы.

5. Виргация разломов БУРС конформна угловатой южной границе кратона. Это предполагает наличие открытых приразломных полостей и на глубине.

6. Глубинные полости, заполненные несжимаемым флюидоводонасыщенным субстратом, в ходе знакопеременного сдвига накапливают напряжения сжатия. При доведении сжатия до критического уровня они могут стать источниками землетрясений.

7. Формирование открытых приразломных полостей продолжается в структуре БУРС и в настоящее время, что подтверждается наличием приповерхностных полостей Байкала и Хубсугула. С развитием современных глубинных полостей может быть связана аномальная сейсмичность этой структуры.

Литература

1. Коковкин А.А. Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. Саратов: Приволжская книжная палата, 2014. 188 с. ISBN 978-5-9905584-9-6.
2. Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континентальной коры Востока Азии (на пути к парадигме волновой нелинейной геодинамики) // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ: Материалы XLVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2016. 364 с. ISBN 978-5-89118-715-3. С. 248–252.
3. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.

А.А. Коковкин**СПЕЦИФИКА ОПОЛЗНЕОБРАЗОВАНИЯ НА РЫХЛОМ И СКАЛЬНОМ СУБСТРАТЕ:
НА ПРИМЕРАХ ОПОЛЗНЕЙ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И БУРЕЙСКОГО**

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

Оползни Среднего Поволжья. Автор познакомился с ними в экспедициях Гагаринского плавучего Университета 2015–16 гг. Основным объектом исследования был Правобережный уступ Волги (далее Уступ) в интервале Камышин-Ульяновск. Водная система Волги под влиянием планетарной ротации направленно смещается к западу, накладываясь на рыхлые водонасыщенные мезозойско-кайнозойские осадки новейших структур Правобережного и Жигулевского сводов [1]. На Уступе, действующем на фронте абразии, сформирована почти непрерывная цепь обнажений высотой до 50–60 м. На нем исключительно ярко проявлены следы голоценовой тектоники, сейсмотектоники и новейшего (в том числе голоценового) глубинного эпигенеза.

Широкое развитие получили на Уступе и оползни – в основном там, где он наложен на восточный борт меридиональной структуры Правобережного свода. Этот свод динамично развивается до настоящего времени в условиях сжатия. Слагающие его осадки характеризуются, в связи с этим, высоким уровнем напряженно-деформированного состояния. Структура Уступа представляет собой контрастный барьер, разгружающий накопленные сводом напряжения. Система Уступа с его барьером метастабильна. Степень этой метастабильности наращивается в ситуациях, где им вскрываются наложенные на своды новейшие разломы. Структуры этих разломов раскрыты, они являются транспортерами глубинных флюидопотоков, дополнительно повышающих и без того высокую обводненность и предрасположенность к «ползучести» деформируемых ими рыхлых осадков.

Высокий уровень метастабильности таких обстановок дополнительно (и достаточно резко) усиливается при наложении на них сейсмического события – даже событий малой интенсивности. Здесь же в начале голоцена, судя по характеру вскрытых Уступом сейсмодислокаций, прошла волна землетрясений. Эти землетрясения послужили причиной ранней стадии оползнеобразования, во время которой были заложены самые крупные оползневые структуры – такие, в частности, как Мордовский оползень (100 км к югу от Саратова) и оползень в районе села Новодевичье, севернее Жигулей. Их оползневые структуры сформированы на участках, где на восточный борт Правобережного свода наложены системы голоценовых (широтных) разломов, в которых и сейчас работают восходящие минеральные источники.

До настоящего времени до Поволжья доносятся и отголоски многочисленных менее масштабных событий из сейсмически активных современных структур Кавказа и Каспия. На Уступе эти события отмечены небольшими сейсмодислокациями, которыми деформирован, в том числе, и современный почвенный слой. При наложении этих дислокаций на ранние оползневые структуры с их повышенной «ползучестью» в них наблюдались дополнительные сходы оползней. Они отмечены самыми низкими ступенями, наложенными на ранние оползневые структуры.

Развитие самых поздних оползней Среднего Поволжья активизировалось на Уступе после появления волжских водохранилищ – Саратовского, Куйбышевского, Волгоградского. Формируются они как на участках старых оползней, так и за их пределами. С

увеличением водной массы Волги на участках водохранилищ усилилось влияние ротационного эффекта и активизировалась абразия. Усиление этого абразионного процесса испытывают на себе сейчас многие береговые поселения волжского правобережья.

Выводы

1. Общий характер оползнеобразования в структуре Средневолжского правобережья определила меридиональная водная система Волги, смещающаяся к западу под влиянием планетарной ротации, с наложением на рыхлые, обводненные осадки Правобережного и (в меньшей степени) Жигулевского сводов.

2. Наиболее выраженным результатом волжской абразии является правобережный уступ Волги с действующим на нем барьером, разгружающим накопленные сводами напряжения сжатия. Разгрузка этих напряжений и обеспечила энергию оползнеобразования.

3. Локальность волжского оползнеобразования обеспечивают наложенные на своды зоны новейших раскрытых разломов, повышающих флюидоводо-насыщенность и, как следствие, напряженно-деформированное состояние и «ползучесть» осадков.

4. Важным элементом, активизирующим оползнеобразование, является воздействие на восточный борт Правобережного свода землетрясений. Здесь ведущую роль сыграли масштабные раннеголоценовые события. Их следы отмечены наиболее крупными оползневыми структурами.

5. Активность современного оползнеобразования усилило увеличение водной массы Волги на участках современных водохранилищ.

Специфика Бурейского оползня

Бурейский оползень сошел с южного борта реки Буреи в ее среднем течении, в 100 км выше Бурейской ГЭС, 11 декабря 2018 г. в 4 часа 48 мин. 48 сек. (по Гринвичу). Русло реки после схода оползня было полностью перекрыто. Специфику оползня определило то, что образовался он на скальном субстрате. Скальные оползни обычно вызываются достаточно мощными землетрясениями. Однако сейсмологическим мониторингом на Бурейской ГЭС отмечены лишь два цуга поверхностных волн небольшой интенсивности. Первый (наиболее выраженный), прошел 11.12.18 в 4 часа 48 мин 48 с, второй - через 4 мин. 25 с после первого. Явление сопровождалось волной «цунами» высотой до 60 м. Для изучения этого явления с 12 по 16 декабря 2018 г. была проведена экспедиция, с целью изучить свежие следы данного события. Автор обеспечивал ее геологическое направление. В ходе полевых работ было установлено, что Бурейский оползень является составной частью довольно сложно организованной геологической системы. Вмещающая геологическая структура, кроме отмеченных выше явлений, несет на себе следы возвратной волны, восстановившей после «цунами» равновесие водной системы Буреи, и следы тектонических деформаций до и во время события. Полученные в экспедиции сведения были подкреплены дешифрированием космоснимков на время «до» и «после» события [<https://www.planet.com/explorer/>]. Русло Буреи на участке оползня вложено в разлом северо-восточной ориентировки, с выраженными признаками активности в голоцене. Под действием сдвигов по субмеридиональным нарушениям разлом приобрел кулисообразную в плане форму. На участке оползня разлом осложнен широкой кулисой. Контроль Буреи разломом подчеркнут здесь асимметрией профиля ее русла – южный его борт высокий и крутой, северный – низкий, пологий. Породы северного борта (мета-андезиты протерозоя с дайками кислого-щелочного состава) проработаны корой выветривания, в которую вложены новейшие осадки пролювиальных фаций. Все

породы несут следы более поздних дислокаций. Южный борт, сложенный в основном свежими мета-андезитами с дайками и покровами грано-сиенит-порфиоров, был, судя по всему, взброшен по широтной кулисе разлома, предположительно, в начале голоцена, с амплитудой около 200 м. Поверхностная часть оползня и оползневой шлейф нижней половины оползневого цирка сложена, в основном, свежими гранитизированными мета-андезитами, дезинтегрированными до многометровых глыб и более мелких (до 10 см) обломков. На северный борт Буреи выброшена плита граносиенит-порфиоров размером 300×400 м с сохранившимся на ней лесным покровом. Выброс плиты сопровождался формированием на ее северной периферии «бульдозинговой» структуры, сложенной глыбами «местных», механически неустойчивых пород. На западной границе оползня, в основной стенке отрыва, обнажена надвиговая структура, характерного крупночешуйчатого строения. Раскрытый характер чешуй указывает на новейший возраст этой структуры и на обводненность ее глубинной части. Непосредственно перед началом оползнеобразования нарушенный надвигом субстрат оползня был «срезан» субмеридиональным сдвигом, прослеживающимся на север по долине р. Средний Сандар и хорошо выраженным на его восточном борту на космоснимке 12-го декабря.

На востоке оползневого узла была сформирована структура тектонического рва. Ее появление зажато между прохождением «цунами» и возвратной волны. По времени оно совпадает со вторым цугом поверхностных волн. Первым цугом отмечено развитие сдвига на западной стенке оползневого цирка. Анализ полученных сведений, с изучением взаимосвязей отмеченных выше явлений, позволил развернуть во времени процесс оползнеобразования:

1. Ранняя подготовительная стадия с деформацией материнского субстрата оползня надвиговой структурой. Время подготовки – конец новейшего этапа.

2. Активизация сдвиговой системы контролирующего оползень структурного узла и его глубинного флюидопотока с наращиванием напряженно-деформированного состояния оползневого субстрата. Время проявления 6–11 декабря.

3. Импульсная активизация сдвиговой системы оползневого узла непосредственно перед сходом оползня.

4. Резкая разгрузка накопленных в оползневом субстрате напряжений сжатия, дезинтеграция оползневого субстрата, выброс основной части оползня.

5. Волна «Цунами».

6. Повторная импульсная активизация сдвиговой системы, формирование тектонического рва и развитие второй стадии оползнеобразования с выбросом на северный борт Буреи пластины с лесом и образование структуры «бульдозинга».

7. Исход возвратной волны.

При существенном отличии от оползней Поволжья Бурейский оползень объединяет с ними общий (глубинный) источник энергообеспечения их сложноорганизованных систем. Здесь и там геологически мгновенное развитие этих систем определяет наращивание до критического уровня напряженно-деформированного состояния их материнского оползневого субстрата под влиянием сдвиговой тектоники и/или сейсмотектоники.

Литература

1. Коковкин А.А., Иванов А.В., Тюленева В.М., Яшков И.А. Тектоника, сейсмотектоника и гидротермальный метасоматоз в новейшей структуре Волжского (Саратовско-Камышинского) правобережья: новые данные // *Отч. геология*. 2018. № 6. С. 51–66.

В.В. Кулаков¹, А.Н. Махинов¹, М.И. Копылов²

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ И МЕХАНИЗМ СХОДА БУРЕЙНСКОГО ОПОЛЗНЯ

¹ФГБУН Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На реке Бурей 11 декабря 2018 г. в 100 км от плотины Бурейской ГЭС произошел гигантский оползень [1, 2] объемом около 25 млн кубометров. Миллионы тонн скальной породы взломали лед и вызвали высокую волну цунами. Она устремилась к правому склону долины Буреи, ломая на своем пути вековые деревья и разрушая почвенный покров. Затем эта волна отхлынула обратно, унося с собой обломки камней и деревьев в акваторию водохранилища. Состав отложений оползня представлен раздробленными породами с включением глыб размером до 10 м. Следует отметить, что сход больших оползней в дальневосточном регионе не редкость, но такой гигантский произошел впервые.

Склон левобережья реки Бурей на данном участке не очень крутой, уклон составляет около 30°. Что же послужило формированию такого гигантского оползня? Однозначного ответа пока не существует, высказываются различные предположения. Первая версия была о падении метеорита, вторая, что вершину горы снесла упавшая ракета. В более поздних версиях считалось, что в результате интенсивной тектонически проработки пород на этом участке произошел оползень. Подчеркивалась большая роль обводнения трещиноватых пород. Некоторые считают, оползень следствием неотектонических движений.

В целом на Земле оползни – довольно распространенное явление, они часто случаются на склонах долин и на морских берегах [3]. Самые грандиозные оползневые явления происходят на континентальном склоне океанов и морей. Один из величайших на Земле оползней произошел на Аляске объемом в 150 млн. тонн. Известны оползни и на других планетах. Так, например, на спутнике Юпитера Ио на горе Эвбея выявлен оползень, объем которого оценивается примерно в 25 000 км³.

Участок оползня расположен в пределах многократно активизированной части Бурейского срединного массива. Комплекс пород слагают три структурных этажа – нижний, средний и верхний. В палеозойское время консолидированные протерозойские структуры подвергались активной магматической переработке. В раннепалеозойское время произошло внедрение интрузий габброидов, рогообманково-биотитовых гранодиоритов и биотитовых гранитов. Контакты всех раннепалеозойских интрузий с вмещающими породами на отдельных участках имеют секущее положение, но в целом, субсогласные. Это объясняется внедрением их по разломам северо-восточного направления, согласных с направлением протерозойской складчатой структуры. Раннепалеозойские интрузии утратили свою первоначальную форму и представляют собой в настоящее время «раму», вмещающую более молодые позднепалеозойские и триасовые интрузии. Все крутопадающие трещинные позднепалеозойские интрузии размещены в пределах узкой (6–8 км) тектонически активной зоны северо-восточного направления вдоль долины р. Бурей.

Образование среднего структурного этажа связано с тектономагматической активностью в пермское время и формирования триасовых гранитных интрузий. В пермское время вблизи участка Бурейского оползня на узле пересечений разломов северо-западного и северо-восточного простираний сформировался ряд вулканических

очагов. Здесь наблюдаются покровные образования только первой фазы, представленные игомбритами и туфогенно-осадочными породами. Верхний структурный этаж сложен осадочно-терригенными образованиями ургальской и чагойанской свит, формирование которых происходило в позднеюрско-меловое время в Буреинской впадине.

Среди разрывных нарушений выделяются две группы, различающиеся как по направлению, так и по характеру связанных с ними дислокаций. Разрывные нарушения северо-восточного простирания возникли в допозднепалеозойское время. Наиболее проработанными являются региональные разломы глубинного происхождения, прослеживающиеся вдоль долины р. Бурей на протяжении более 35 км. Во время становления палеозойских интрузий первой фазы зона этого разлома находилась в состоянии сжатия. Об этом свидетельствует форма интрузий – извилистая, согласная со складчатостью нижнепротерозойских метаморфических пород, с широкими ореолами мигматизации вокруг интрузий.

На формирование и развитие оползневых процессов оказывают влияние следующие природные факторы [4]: геологическое строение и рельеф, современные тектонические движения, гидрогеологические, гидрологические и сейсмические условия, растительность.

Бурейский оползень представлен наиболее древними страфицированными образованиями метаморфических пород – кристаллических сланцев и мраморов. Залегают они в виде провесов кровли ранне- и позднепалеозойских гранитоидов по обоим склонам долины р. Бурей. В целом площадь выходов метаморфических образований здесь не превышает 45–50 км². Они представлены однообразными биотит-роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми кристаллическими черными сланцами с маломощными (до 10 м) линзами мраморов протяженностью 100 м. Мощность отложений составляет около 850 м.

Долины рек, как правило, располагаются по ослабленным тектоническим нарушениям. Русло реки длительное время смещалось к левому берегу, сформировав крутой склон долины. На нем в пределах оперяющей зоны разлома проявилась роль трещиноватости, повлиявшей на устойчивость склона долины. При поднятии уровня в реке Бурей в связи заполнением Бурейского водохранилища вода заполнила трещинную систему сланцев. Это значительно снизило устойчивость и прочность пород и уменьшило силу сцепления пород. Следует отметить, что в пределах этой территории отмечаются участки сезонной и многолетней мерзлоты, которые могли внести свою лепту в образование оползня. Спусковым крючком к движению неустойчивой массы пород могли послужить малые землетрясения 1–2 энергетического класса, которые не фиксируются действующими режимными сейсмологическими станциями, слабо чувствительными к такому классу сейсмических толчков. Возможным толчком могло послужить и лунное притяжение.

Трещины в верхней части сползшего массива могли появиться ранее, при морозе более 30°C вода превратилась в лед и начала расширять трещины в тектонической зоне. Ледяной пластырь мог значительно увеличить скольжение массы горной породы.

Некоторые свидетели отмечали теплоту горных пород оползня. Вероятно, это связано с их нагревом при трении во время движения большой массы пород. Как показывает опыт схода оползней в зонах многолетней мерзлоты, на месте свежего обвала фиксируется интенсивное выделение в атмосферу углекислого газа. По существующим классификациям Бурейский оползень следует отнести к «оползнию скольжения», представленному сильно дислоцированными и трещиноватыми коренными породами.

В связи с глобальным потеплением и изменением режима влажности следует ожидать повышение активности схода оползней в регионе.

Литература

1. Крамарева Л.С., Лупян Е.А., Амельченко Ю.А. и др. Наблюдение зоны обрушения сопки в районе реки Буряя 11 декабря 2018 года // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15, № 7. С. 266–271.
2. Машинов А.Н., Ким В.И., Остроухов А.В. Крупный оползень в долине реки Буряя и цунами в водохранилище Бурейской ГЭС // Вестник ДВО РАН. 2019. № 2. С. 17–25.
3. Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 87–95.
4. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. М.: Недра, 1972. С. 302–310.

М.Н. Лунева, В.В. Пупатенко

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ И ТЕЧЕНИЕ МАНТИИ В ОБЛАСТИ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

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

Современная геодинамика северо-восточного региона Азии определяется взаимодействием Евразийской, Североамериканской и Тихоокеанской плит. Продвижение Тихоокеанской плиты со скоростью около 80 мм/год привело к образованию Курило-Камчатской зоны субдукции [1–3]. Важным направлением в геодинамических исследованиях является выявление взаимосвязи конвективных течений в мантии с направлением движения литосферных плит [4, 5]. В области сочленения Японской и Курильской дуг Тихоокеанская плита погружается в мантию в северо-западном направлении и выполаживается на глубине 400–650 км, протягиваясь вдоль переходной зоны мантии под континентальной частью Азии. Под Охотским морем Тихоокеанская плита погружается до глубины 700 км с образованием впадины с простиранием вдоль острова Сахалин [8].

Анизотропия реальных сред обусловлена предпочтительным ориентированием кристаллической решетки породообразующих анизотропных минералов (LPO), ориентированием кристаллов (CPO) или совокупности изотропных включений (SPO) [7, 9]. Сейсмическая анизотропия среды может быть обнаружена на основе эффекта расщепления поперечной волны на две волны, которые распространяются с разной скоростью и поляризацией во взаимно-ортогональных направлениях. Основными параметрами расщепленных S и ScS волн являются азимут поляризации быстрой волны (φ) и время задержки медленной волны (δt), которые несут информацию о направленности течений и степени анизотропии мантии.

Проведены измерения параметров расщепленных S и ScS волн в области станций Амурской плиты от глубоких землетрясений верхней мантии и переходной зоны мантии. В южной части Амурской плиты в области сочленения Японской и Курильской островных дуг азимуты быстрой волны S и ScS волн развиваются вдоль линий течения погружающейся плиты с учетом сложной трехмерной морфологии поверхности плиты и не совпадают с линиями течения параллельно или ортогонально простиранию Курильского желоба [6, 10]. Природа анизотропии в области мантийного клина в верхней мантии связана с развитием оливина А-, Е- типа LPO в астеносфере в верхней части мантии и С-типа с ортогональной ориентацией оливина вдоль направлений течения мантии над погружающейся плитой. Анизотропия С-типа LPO оливина в нижней части мантии отвечает радиальной модели среды с вертикальной осью симметрии. В южной части Амурской плиты анизотропия S волн оценивается 0.7–2 %. В северной области Амурской плиты, расположенной над стагнирующей Тихоокеанской плитой в верхней зоне переходной мантии природа анизотропии представлена А- и В- типами LPO вадслеита с ориентацией азимуты быстрой волны ортогонально или параллельно простиранию Курильского желоба. В нижней зоне переходной мантии на глубине 520 км вадслеит трансформируется в рингвудит CPO типа с внутренней анизотропией 3–8 %. В верхней части мантии А-, Е-типы LPO оливина доминируют в астеносфере и С-тип LPO оливина над стагнирующей плитой. Анизотропия С-типа LPO в нижней части мантии отвечает радиальной модели среды с вертикальной осью симметрии. В северной части Амурской плиты анизотропия S волн оценивается 0.4–1 %. Над стагнирующей Тихоокеанской плитой выявлено понижение скорости сейсмических волн. Дополнительный

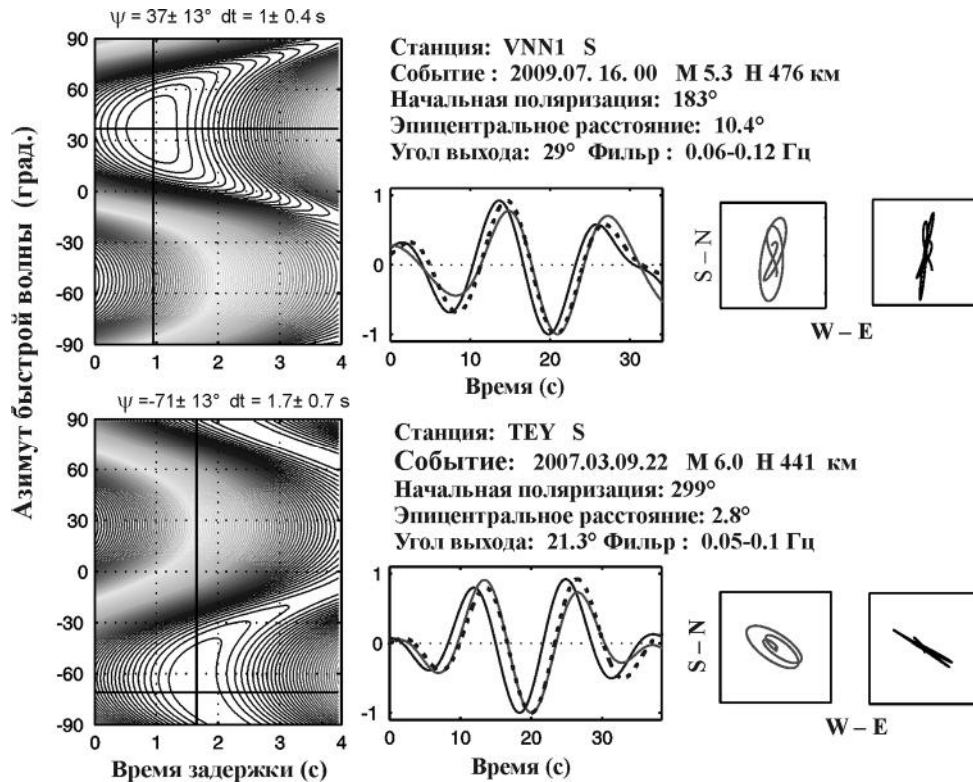


Рис. Пример измерения параметров расщепленных S волн в области станций VNN1 и TEY.

вклад анизотропии ScS волн может быть связан с анизотропией CPO типа бриджманита в верхней части средней мантии и постперовскита LPO или CPO типа в нижней части средней мантии [6, 11].

Измерения параметров поперечных волн от землетрясений позволяют исследовать сейсмическую анизотропию мантии в зависимости от направления распространения волн в области станций региональной сети. Задачей исследования является восстановление линейной поляризации быстрой S/ScS волны φ из эллиптически поляризованного смещения частицы и времени задержки δt . Для измерения оптимальных параметров расщепленных S волн применен метод взаимной корреляции волновых форм. С целью уменьшения влияния шума в методах применен подход минимизации функции невязки [12]. В основе этих методов лежит поиск оптимальных параметров расщепленных S-волн по сетке с вращением ортогональных компонент волновой записи на угол Ψ и изменением разности времени прихода волн δt . В результате формируется двумерная функция функции невязки. Точность измерения параметров φ и δt определяется статистически по гистограммам, построенным по функциям невязки на уровне 95 % доверительного интервала. На рис. показан пример измерения расщепленных S волн в области станций VNN1 и TEY.

Картина измерения параметров расщепленных волн предполагает, что в области погружающейся плиты в верхней части мантии и в верхней и нижней части средней

мантии анизотропия отражает характер деформирования среды. В то же время, источник анизотропии от глубоких событий трудно оценить вдоль трассы распространения волн гипоцентр-станция. Эволюция между современными деформациями и замороженной анизотропией прежних эпох отражается в древних слоях различного периода в области континентов. Унаследованная анизотропия в области континентов при развитии астеносферного течения может доминировать в активных областях. Измерения параметров расщепленных S и ScS волн в области станций Амурской плиты от местных глубоких землетрясений от глубоких землетрясений показывают близкие распределения азимутов быстрой волны, которые согласуются с направлением движения Тихоокеанской плиты в СЗ-ЮВ направлениях или движением Амурской плиты в ЮВ-СЗ направлениях или ортогонально к ним.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» (грант ДВО РАН 18-5-024). Авторы выражают благодарность Сахалинскому филиалу ГС РАН за предоставленные сейсмические данные.

Литература

1. Парфенов Л.Н. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. кн. 1. 334 с.
3. Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R., Prytkov A. Independent active plate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L11303. doi:10.1029/2006GL026077.
4. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 101. P. 425–478. doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x
5. DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 1–80. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
6. Faccenda M. Mid mantle seismic anisotropy around subduction zones // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014. V. 227. P. 1–19.
7. Fouch, M., J., Rondenay S. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 158. P. 292–320.
8. Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // *Rev. Geophys.* 2001 V. 39. P. 291–323.
9. Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insight from laboratory study // *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 2008. V. 36. P. 59–95.
10. Kneller E.A., van Keken P.E. The effects of three-dimensional slab geometry on deformation in the mantle wedge: Implications for shear wave anisotropy // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. doi:10.1029/2007GC001677.
11. Nowacki A., Wookey J., Kendall M. New advances in using seismic anisotropy, mineral physics and geodynamics to understand deformation in the lowermost mantle // *Journal of Geodynamics.* 2011. V. 52. P. 205–228.
12. Vecsey L., Plomerova J., Babuska V. Shear-wave splitting measurements-problems and solutions // *Tectonophysics.* 2008. V. 462. P. 178–196.

В.М. Никифоров, Г.Н. Шкабарня, А.Ю. Жуковин

**ИЗУЧЕНИЕ ЛИНЕЙНЫХ ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩИХ КОРОВЫХ СЕЙСМОГЕННЫХ
СТРУКТУР СИХОТЭ-АЛИНЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ МЕТОДОМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ**

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

Анализ данных МТЗ в низкочастотном диапазоне ($10 < T < 10\,000$ с) на территории осадочных бассейнов Сахалина и Вьетнама, выполненный в последние годы [2, 3], привел к выводу о том, что кривые кажущегося сопротивления, обычно интерпретируемые в рамках слоистых моделей (при незначительном изменении электрических параметров в горизонтальном направлении), фактически формируются, в большей мере, крутопадающими (вертикальными) электропроводящими разломными системами. С этой позиции был проведён анализ данных МТЗ, полученных нами в 1995–2018 гг. на территории Сихотэ-Алинской складчатой системы и Ханкайского массива. В анализе участвовало более ста пунктов МТЗ, представительно расположенных во всех тектонических подразделениях указанного региона. Прежде всего, обнаружилось, что кривые кажущегося сопротивления, непосредственно получаемые в результате обработки данных вариаций магнитотеллурического поля, значительно искажены влиянием неоднородностей приповерхностного слоя. Это особенно актуально в складчатых регионах, на выходах высокоомных структур (1000–10 000 Ом·м), разбитых на отдельные низкоомными (10–20 Ом·м) крутопадающими плоскостями (выходы разломов, реки и т.д.). Для извлечения из полученных таким образом данных МТЗ неискаженных электромагнитных откликов среды необходимо применение специальной методики, названной нами азимутальным анализом [2]. Он позволяет выявить те пункты и те направления, в которых из-за «жёсткой» линейной поляризации теллурическое поле не освещает глубинный разрез. Следовательно, эти данные должны быть изъяты из процесса построения геоэлектрической модели. Усреднение и районирование «очищенных» данных позволяет получить общее представление о параметрах геоэлектрических стратов тектоносферы региона.

В регионе имеют место три крупных геоэлектрических горизонта. Первый – горизонт со средней мощностью 35 км и удельным электрическим сопротивлением 2000–5000 Ом·м. Этот горизонт отождествляется с земной корой. Второй – горизонт в интервале глубин 35–120 км, для которого вероятно анизотропия электрического сопротивления, сохраняющаяся в объёмах крупных тектонических структур. Минимальное значение сопротивления варьирует в пределах 50–120 Ом·м, коэффициент анизотропии может достигать 3–5. Этот горизонт отождествляется с подкоровой литосферой. Ниже залегает электропроводящая астеносфера с удельным сопротивлением 10–30 Ом·м и мощностью до 40–50 км. В принятой нами геоэлектрической модели она перекрывает нормальный (стандартный) геоэлектрический разрез [1].

В данном исследовании рассматриваются особенности дефектов, нарушающих однородность верхнего горизонта, отождествляемого с земной корой региона, и связь их с расположением эпицентров землетрясений. При выделении указанных эффектов мы пользуемся следующими фундаментальными положениями: 1 – изометрические проводящие включения в земной коре могут быть обнаружены методом МТЗ, если их горизонтальные размеры в 7–10 раз превышают залегание кровли (так, если она располо-

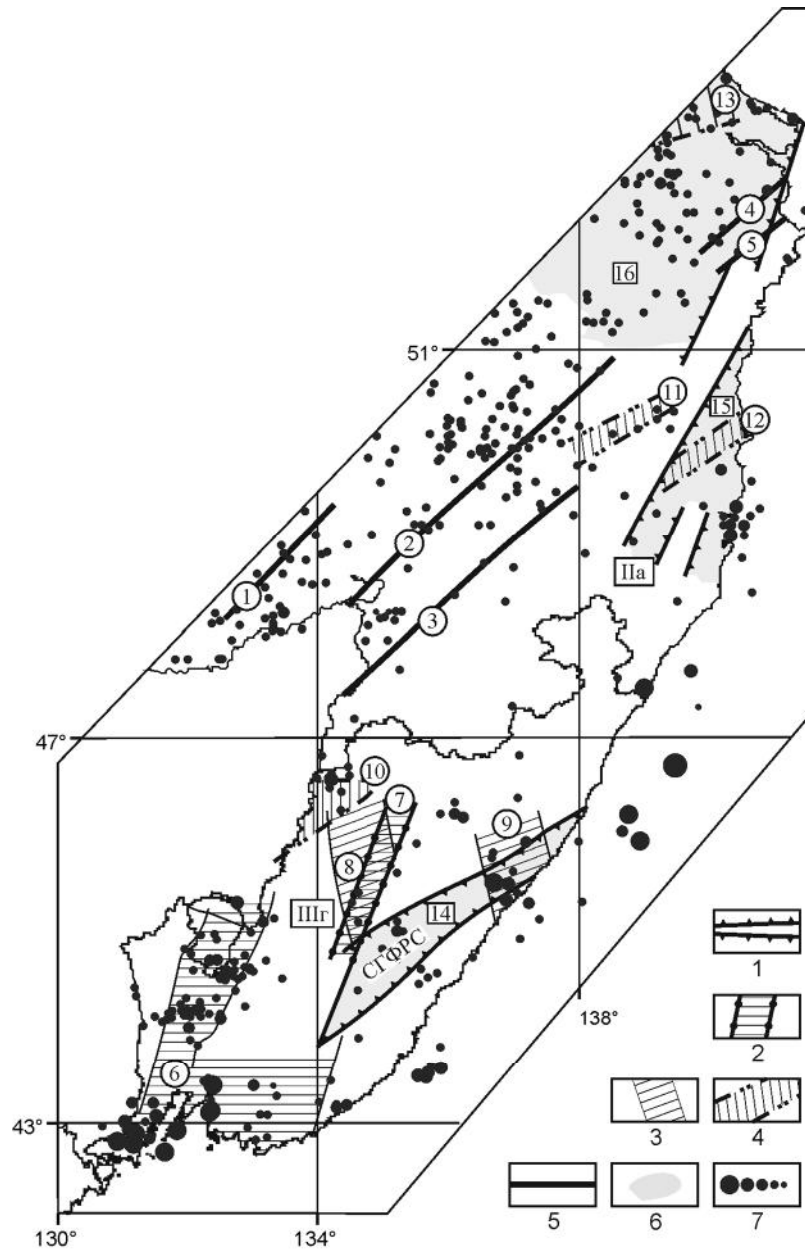


Рис. Схема геоэлектрических неоднородностей в земной коре Сихотэ-Алинской складчатой системы в сопоставлении с эпицентрами коровых землетрясений.

1 – выход на поверхность проводящих сквозьлитосферных разломов; 2–4 – зоны трещиноватости в средней части земной коры (интервал глубин 10–20 км), контактирующие с поверхностным слоем посредством электропроводящих коровых разломов, заполняющая штриховка – направление вдоль трещиноватости; 5 – оси линейных проводящих тел в земной коре на глубине 10–25 км; 6 – зоны развития геоэлектрических дефектов в подкоровой литосфере (нумерация геоэлектрических неоднородностей используется в тексте); 7 – эпицентры коровых землетрясений с магнитудами: 5.9–6.5, 5.4–5.8, 4.7–5.3, 4.3–4.7, 3.7–4.2.

жена на глубине 20 км, размеры включения должны быть не менее 150 км); 2 – линейные электропроводящие тела (слепые разломы) могут создавать аномальные эффекты только на кривых кажущегося сопротивления, ориентированных по направлению простирания этих тел; 3 – электропроводящие образования на тех или иных глубинах в земной коре могут создавать аномальный эффект на поперечных кривых МТЗ только в том случае, если они гальванически связаны с приповерхностным слоем. Гальваническую связь могут обеспечить либо плоскости коровых разломов, либо последовательность крутопадающих проводящих штоков. Особенность поперечного теллурического поля состоит в его высокой чувствительности по выделению описанных структур и четкой локализации выходов электропроводящих разломов на дневную поверхность [1, 3]; 4 – суперпозиция электрических разноориентированных дефектов в земной коре на разных глубинных интервалах приводит к сложной картине кажущегося сопротивления, расшифровка которой возможна при наличии площадных зондирований МТЗ [1].

На рисунке показана схема геоэлектрических неоднородностей, выявленных в настоящее время в земной коре района исследования. В его северной части обнаружены «слепые» линейные электропроводящие (40–80 Ом·м) тела, расположенные в интервале глубин 20–35 км, протягивающиеся в северо-восточном направлении. Их осевые линии (1–5 на рис.) четко проявляются на кажущемся сопротивлении, рассчитаном в этом направлении. Отсутствие аномалии на кривых МТЗ в ортогональном направлении свидетельствует о том, что проводящие тела разобщены. Предположительно эти линейные электрические тела можно отождествить с магистральными швами крупных разломных зон, что согласуется с тектоникой региона.

В центре Ханкайского массива и на его восточной границе зафиксированы аномалии поперечного кажущегося сопротивления, которые указывают на анизотропнопроводящие образования в интервале глубин 10–20 км. Зоны 6 и 7 (рис.) протягиваются в северо-северо-восточном направлении. Их границы согласуются с сетью известных по геологическим данным разломов. Они, очевидно, и обеспечивают гальваническую связь коровых проводников с поверхностными образованиями. Коровые породы в интервале 10–20 км проводят электрический ток в направлении ортогональном (косом) по отношению к простиранию зон, что обуславливается их трещиноватостью. На юго-западе района обнаружены аналогичные зоны 8 и 9, простирающиеся в северо-северо-западном направлении. При этом максимальная проводимость зон отмечается в северо-восточном направлении. Широко распространенные зоны северо-восточного простирания практически соосны со «слепыми» линейными телами. Фрагменты этих зон (10–13), которые можно выделить по имеющейся сети МТЗ, показаны на рисунке. Особым, пока ещё недостаточно изученным типом геоэлектрических неоднородностей является СГФРС – сверхглубинные флюидно-разломные системы [2, 3]. Они представляют собой линейные аномальные зоны в виде высокоомных даек, пронизывающих проводящую астеносферу и подкоровую литосферу, окаймлённые в земной коре с обеих сторон низкоомными (2–10 Ом·м) разломами. Их фрагменты, а также площади развития дефектов под корой – зоны 14–16 (рис.).

На рис. нанесены также эпицентры инструментально зафиксированных землетрясений региона [4]. Анализ их расположения позволяет сделать вывод о том, что они концентрируются в зонах развития трещиноватых внутрикоровых образований или тяготеют к «слепым» электропроводящим линейным телам. Глубина гипоцентров соответствует глубинному интервалу коровых проводников, что обосновывает не толь-

ко площадную, но и пространственную связь очагов землетрясений с электрическими дефектами в земной коре. Учитывая, что электропроводность коровых образований, в основном, обуславливается наличием флюидов в трещинном пространстве, такая связь представляется вполне понятной. В этой связи детальное исследование дефектов в земной коре, может быть полезным для сейсморайонирования. Кроме того актуальной становится задача мониторинга кажущегося сопротивления – возможного индикатора геодинамических вариаций.

Литература

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.
2. Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Жуковин А.Ю., Каплун В.Б. и др. Системы вертикальных нарушений геоэлектрического разреза тектоносферы в нефтегазоносных областях Сахалина (Россия) и Тонкинском залива (Вьетнам) по данным МТЗ // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 6. С. 3–15.
3. Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Каплун В.Б., Жуковин А.Ю. и др. Электропроводящие элементы сверх-глубинных флюидно-разломных систем как индикаторы сейсмически активных зон восточной окраины Евразийского континента (по данным магнитотеллурических зондирований) // Докл. АН. 2018. Т. 480, № 6. С. 730–738.
4. Диденко А.Н., Трофименко С.В., Быков В.Г., Меркулова Т.В., Гильманова Г.З. Оценка сейсмического риска территории континентальной части юга Дальнего Востока России. Хабаровск: ИТиГ, 2018. 82 с.

Ф.С. Онухов

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТЕРРАСИРОВАННЫЕ ГОРНЫЕ СКЛОНЫ В НИЖНЕМ
ПРИАМУРЬЕ**

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

В дальневосточном регионе иногда наблюдаются специфические по облику горные склоны, где выделяются как бы ярусы своеобразных узких нагорных террас, при этом отдельные звенья, заключённые между склоновыми распадками, похожи на крупные чешуи (рис.). Звенья в ярусах, обычно занимают близвысотное положение относительно подножия склона, либо плавно воздымаются по простиранию. Террасы, располагающиеся ярусно на горном склоне, разделены между собой крутыми глыбовыми участками, имеющими облик курумов.

Природе террасированных склонов уделено мало внимания что, возможно, связано с редкостью склонов такого облика, либо их глыбовый облик позволяет считать их обычными курумами. Террасированные склоны обнаружены в Приамурье на двух участках, которые будем называть Талиджакский и Амутский. Талиджакский участок выделяется в пределах Баджалского хребта, сложенного преимущественно гранитоидами мелового возраста. По структурным признакам в нём выделяется крупный неотектонический блок овальной конфигурации, претерпевший поднятие до высоты около 1800 м, в зоне пересечения северо-восточных и субмеридиональных разломов. С северо-восточного и юго-западного флангов блок ограничен дуговыми разломами, чётко выраженными в рельефе морфоструктурными элементами долинной сети рек Талиджак и Герби, а также дуговыми участками второстепенных водотоков. Наиболее контрастно отражены в



Рис. Террасированный склон на правом берегу р. Амут (Амутский участок).

рельефе северо-восточные и дуговые нарушения. Сейсмодислокации, выявленные на участке, тяготеют к дуговым разломам или к их пересечениям с северо-восточными разрывами [1].

Второй участок, Амутский, в структурно-геоморфологическом отношении имеет как сходные черты с Талиджакским участком, так и ряд особенностей. Участок выделяется на юго-восточном отроге хребта Мяочан в верховье реки Силенка при слиянии с ней притока Амут. Отрог хребта сложен в основном мезозойскими метаморфизованными породами: песчаниками, сланцами, кварцитами и андезито-базальтами. В неотектоническом отношении участок представляет крупную морфоструктуру овально-кольцевого облика. Морфоструктура приурочена к стыку разнонаправлено развивающихся морфоструктурных зон. Её юго-восточный сектор расположен в основном в пределах Мяочанского хребта, принадлежащего Баджальской горной системе, а северо-восточный отмечается в пределах Амуро-Охотской зоны общего погружения. Сейсмогравитационные структуры на участке, в большей степени связаны с латеральными дислокациями по северо-восточным сдвиговым зонам при их пересечении с северо-западными сбросовыми нарушениями.

Рассматриваемые в статье участки террасированных склонов разделены друг от друга сотнями километров и сложены разными по составу горными породами. Абсолютные отметки вершин таких склонов также отличаются: на Талиджакском участке – 1756 м, на Амутском высота не превышает 1100–1200 м. Однако, особенности морфологии террасированных склонов на обоих участках аналогичны: приурочены к пересечению разломов северо-восточного и субмеридионального направления и располагаются в районах с активными разнонаправленными блоковыми неотектоническими движениями. Для участков характерен достаточно высокий уровень современной сейсмоактивности, и в этих местах отмечаются палеосейсмодислокации типа сейсмогенных рвов и сейсмообвалов. При анализе детальных работ по профилю, пересекающем фрагмент склона на Талиджакском участке, установлены признаки тектонического смещения террас. Тектонический характер смещения подтверждается следующие наблюдения. Прежде всего, это сама морфология террас, у которых пологонаклонные поверхности покрыты растительностью, а их крутые склоны лишены растительности и представлены глыбово-обломочными образованиями курумного облика. На поверхности некоторых скальных выступов склонов видны вдольсклоновые грубые борозды и штрихи скольжения, характерные для молодых неотектонических разломов. В основании крутых склонов террас, как правило, наблюдаются поперечносклоновые крутостенные рвы и западины, днища которых выполнены глыбовым материалом. При этом в ряде случаев плитчатые обломки пород располагаются веерообразно по отношению друг к другу, что указывает на процесс глубинного «засасывания» глыбового материала при растяжении, характерного для активных современных дислокаций.

Приведённые сведения и их анализ служат достаточно весомым аргументом для вывода, что своеобразие морфологии террасированных склонов во многом обусловлено влиянием на их генезис сейсмогенных событий. На это указывает, прежде всего, выдержанность по высоте отдельных террас внутри ярусов вдоль склонов, а также тесная пространственная связь террасированных склонов с зонами развития сейсмогравитационных образований типа обвалов, срывов и тектонических рвов [1, 2]. Морфология своеобразно террасированных склонов обусловлена одной и той же причиной, что и пространственно сопряжённые с ними палеосейсмодислокации – крупными сейсми-

ческими событиями, произошедшими в пред- или даже раннеисторическое время освоения территории Нижнего Приамурья. Некоторая пространственная оторванность участков развития террасированных склонов по отношению к зонам проявления наиболее контрастных сейсмодислокаций в виде тектонических рвов и сеймогравитационных обвалов можно объяснять либо быстрым спадом энергии первотолчка при удалении от эпицентра, либо как результат проявления афтершоков, которые часто в большом количестве сопровождают сильные коровые землетрясения. Пространственная оторванность подобных склонов от очаговых зон главных сейсмогенных разрушений отмечается в ряде работ по другим регионам [3].

Литература

1. Николаев В.В., Семёнов Р.В., Оскорбин Л.С., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Онухов Ф.С., Ставров В.Н. Сейсмотектоника Нижнего Приамурья. Новосибирск: СО Наука, 1989. 128 с.
2. Овсяченко А.Н., Трофименко С.В., Новиков С.С., Диденко А.Н., Имаев В.С. Задачи прогноза сейсмической опасности территории Нижнего Приамурья: палеосейсмологический и сейсмологический аспекты // Тихокеан. геология. 2018. Т. 37, № 2. С. 59–75.
3. Олейников О.В., Олейников Н.А. Палеосейсмология. Владивосток: Дальнаука, 2009. 164 с.

А.С. Прытков¹, Н.Ф. Василенко¹, Д.И. Фролов²

МЕЖПЛИТОВЫЙ КАПЛИНГ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

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

²ФГБУН Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург

Курило-Камчатская зона субдукции протяженностью около 2200 км является одним из наиболее сейсмоактивных регионов северо-восточной Евразии, где с 1900 г. произошло не менее 13 землетрясений с моментной магнитудой $M_w \geq 8.0$, 10 из которых относятся к межплитовым событиям [2]. Сильнейшие землетрясения возникают на ограниченном сцепленном участке контакта Североамериканской и Тихоокеанской литосферных плит, глубина которого составляет ~60 км.

Сейсмический потенциал различных участков зоны субдукции зависит от величины сцепления (каплинга, англ. coupling) взаимодействующих плит. Отношение сейсмической составляющей скорости поддвига V_{seis} к скорости субдукции V_{subd} плит определяет коэффициент сцепления $\chi = V_{seis} / V_{subd}$ [6]. Значение $\chi = 1$ соответствует полному сцеплению и свидетельствует, что в зоне субдукции реализовалось все накопленное напряжение. $\chi = 0$ может означать, что смещение происходит асейсмически, либо накопленные напряжения не высвободились за анализируемый интервал времени.

Скорость сейсмического поддвига определяется соотношением $V_{seis} = \sum M_0^i / \mu S T$ [3], где M_0 – скалярный сейсмический момент i -го межплитового землетрясения (Н·м), μ – модуль сдвига среды (принят 5×10^{10} Н/м²), S – площадь контакта плит (км²), T – период времени осреднения в годах.

Для оценки площади контакта плит Курило-Камчатская зона субдукции была разделена на 3 сегмента: Южно-Курильский (ЮК), протяженностью 780 км, Центрально-Курильский 520 км (ЦК) и Камчатский (К), протяженностью 900 км. Глубина сцепления и угол наклона каждого сегмента определены по землетрясениям с $M_w \geq 6.0$ из каталога тензоров сейсмического момента СМТ [4] за период 1976–2018 гг. Землетрясения с меньшей магнитудой не рассматривались, т.к. основной вклад в оценки вносят сильнейшие события.

Кумулятивный скалярный сейсмический момент $\sum M_0^i$ для землетрясений с $M_w \geq 7.0$ рассчитан за период 1900–2018 гг. С 1900 по 1975 гг. использовался каталог землетрясений [5], сейсмический момент M_0 которых вычислен по формуле $M_w = 2/3 \cdot (\lg M_0 [\text{дин}\cdot\text{см}] - 16.1)$. Сейсмический момент для событий за период 1976–2018 гг. получен из каталога СМТ.

Таблица. Параметры сегментов Курило-Камчатской зоны субдукции

Сегмент	L, км	H, км	φ , °	W, км	$S_{seis} \times 10^3$, км ²	$S_{geod} \times 10^3$, км ²	ΣM_0 , $\times 10^{20}$ Н·м	V_{seis} , мм/год	V_{subd} , мм/год	χ_{seis} 1900-2018
ЮК	780	49	21	137	106.9	106.7	288.7	46	83	0.55
ЦК	520	43	29	89	46.3	30.9	61.8	23	82	0.28
К	900	52	28	111	99.9	110.1	331.4	56	79	0.71

L – длина сегмента, H – глубина сцепления, φ – угол наклона, W – ширина, S_{seis} – сейсмическая площадь контакта, S_{geod} – геодезическая площадь, ΣM_0 – кумулятивный сейсмический момент, V_{seis} – скорость сейсмического поддвига, V_{subd} – скорость субдукции литосферных плит, χ_{seis} – коэффициент сейсмического сцепления.

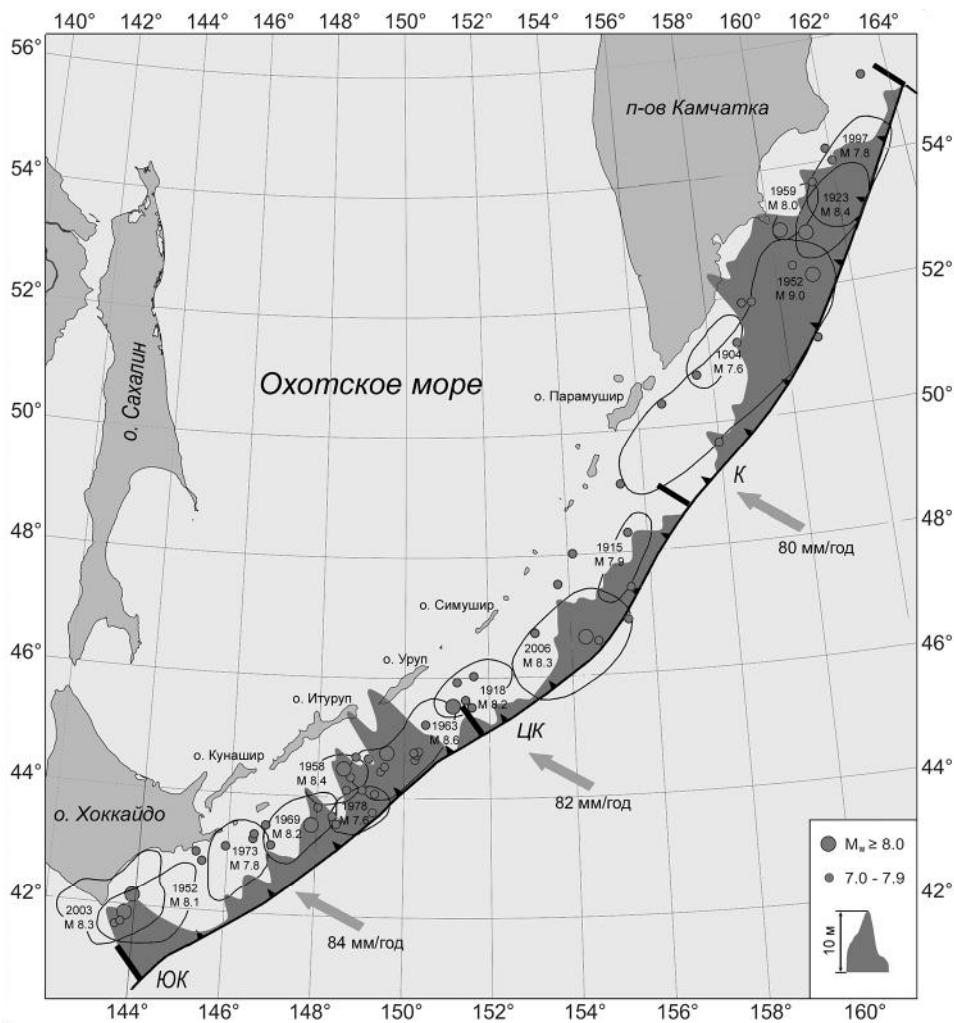


Рис. Кумулятивное смещение межплитовых землетрясений с $M_w \geq 7.0$ в Курило-Камчатской зоне субдукции за период 1900–2018 гг.

Масштаб смещений показан во врезке. Контуры очагов землетрясений с $M_w \geq 7.5$ приведены по данным [1]. ЮК – Южно-Курильский, ЦК – Центрально-Курильский, К – Камчатский сегменты зоны субдукции. Стрелками показаны направления и скорость схождения Североамериканской и Тихоокеанской литосферных плит.

Параметры для 3-х участков Курило-Камчатской зоны субдукции приведены в таблице. Площадь сейсмического контакта плит S_{seis} хорошо согласуется с геодизическим решением S_{geod} , выполненным на основе инверсии межсейсмических GNSS скоростей пунктов региона за период 2006–2018 гг. Камчатский сегмент характеризуется высоким уровнем активности, коэффициент сцепления составляет 0.71 при скорости сейсмического поддвига 56 мм/год. Скорость сейсмического поддвига в сегменте ЮК достигает 46 мм/год и соответствует коэффициенту сцепления 0.55. Сейсмический дефицит в этом сегменте может достигать 45 %. Низкий уровень сейсмической активности наблюдается в сегменте ЦК. До Симуширского землетрясения 2006 г. $M_w = 8.3$ считалось, он не

может генерировать землетрясения с $M > 8.0$.

Для выявления областей современного сейсмического дефицита в зоне субдукции предложен подход оценки кумулятивного сейсмического смещения межплитовых землетрясений. Смещение D_x по простиранию очага индивидуального события можно представить в виде нормального распределения:

$$D_x = D_{\max} e^{-\frac{x^2}{0.145^2 L^2}}, \text{ где } x - \text{расстояние от очага землетрясения, } D_{\max} - \text{максимальное смещение, } L - \text{длина.}$$

Для расчета смещений использовались зависимости, полученные из инверсии сейсмологических решений для подвижек в очагах межплитовых землетрясений [7]:

$S = 1.77 \times 10^{-10} M_0^{2/3}$, $D_{\max} = 5 \times 10^{-7} M_0^{1/3}$, $D_{\text{cp}} = 1.23 \times 10^{-7} M_0^{1/3}$. Коэффициент 0.145 определен эмпирически для всех 64 землетрясений с $M_w \geq 7.0$ из средней величины $D_x = D_{\text{cp}}$.

Кумулятивное сейсмическое смещение в зоне субдукции за период 1900–2018 гг. показано на рисунке. В сегменте ЮК дефицит смещений наблюдается на протяжении ~300 км от центральной части о. Хоккайдо до северной части о. Кунашир, относительно скорости субдукции литосферных плит его величина составляет от 3 до 8.8 м. В сегмента ЦК дефицит величиной 3–8.6 м присутствует в области от о. Уруп до эпицентральной зоны Симуширского землетрясения 2006 г. В южной части Камчатского сегмента обширная область дефицита сейсмического смещения простирается на ~450 км. С 1900 г. в этом районе не зарегистрировано землетрясений с $M_w > 7.5$.

Таким образом, на основе анализа сейсмичности, а также по данным GNSS измерений уточнена геометрия межплитового каплинга Североамериканской и Тихоокеанской литосферных плит. Установлена скорость сейсмического подвига различных участков Курило-Камчатской зоны субдукции. Оценка кумулятивного смещения в результате межплитовых землетрясений с $M_w \geq 7.0$ за период 1900–2018 гг. позволила выделить районы с современным сейсмическим дефицитом.

Литература

1. Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2016 – III 2021 гг., его развитие и применение; особенности сейсмичности Курило-Камчатской дуги до и после глубокого Охотоморского землетрясения 24.V.2013 г., $M = 8.3$ // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 3–17.
2. Bilek S.L., Lay T. Subduction zone megathrust earthquakes // *Geosphere*. 2018. V. 14 (4). P. 1468–1500.
3. Brune J. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 777–784.
4. Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86 (B4). P. 2825–2852.
5. Engdahl E.R., Villaseñor A. Global Seismicity: 1900–1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, Chapter 41*, 665–690, Academic Press, 2002.
6. Peterson E.T., Seno T. Factors affecting seismic moment release rates in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89 (B12). P. 10233–10248.
7. Skarlatoudis A.A., Somerville P.G., Thio H.K. Source-Scaling Relations of Interface subduction Earthquakes for Strong Ground Motion and Tsunami Simulation // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2016. V. 106 (4). P. 1652–1662.

В.В. Пупатенко**GPS/ГЛОНАСС В СИСТЕМЕ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ: ПЕРСПЕКТИВЫ ДЛЯ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Задача раннего предупреждения о цунами остаётся одной из актуальных и до сих пор не получивших универсального решения. Это в особенности касается ближайших к эпицентру подводного землетрясения регионов, удалённых на расстояние менее нескольких сотен километров. Для таких регионов предупреждение о цунами должно быть выдано очень быстро, уже через 5–15 минут после землетрясения. Из широкого перечня классических методов прогноза цунами в этом случае применимым остаётся только магнитудный критерий. В нём используется известная связь вероятности возникновения опасного по силе цунами от магнитуды. Тревога объявляется для всех землетрясений, магнитуда которых превышает заданный для региона порог. Хотя магнитудный критерий практически исключает вероятность пропуска цунами, он, во-первых, не позволяет обоснованно дифференцировать степень угрозы, а во-вторых, приводит к недопустимо высокому количеству ложных тревог. Теоретические оценки доли верных прогнозов – лишь 19–23 % [1, 4], что подтверждается, например, статистикой Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России [1, 2].

Среди альтернативных новых способов раннего предупреждения о цунами для близких к эпицентру землетрясения побережий одним из наиболее перспективных является использование данных Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС, сегодня это системы GPS, ГЛОНАСС, BeiDou), полученных на прибрежных стационарных пунктах наблюдений, с целью оперативного моделирования очага землетрясения [8]. Возможность и перспективность использования ГНСС для раннего предупреждения о цунами была показана ещё в 2006 г. [3]. Десять лет спустя появились первые ГНСС-подсистемы служб предупреждения о цунами на базе существующих геодинамических сетей [6]. Нацелены они, в первую очередь, на сильнейшие ($M > 8.5$) землетрясения в зонах субдукции.

В работе изучается возможность и перспективы применения ГНСС-данных для оперативного моделирования цунами, вызванных землетрясениями с магнитудой менее 8, в том числе внутриплитными. На основе численных экспериментов выявлены и формализованы некоторые закономерности влияния магнитуды землетрясения, а также количества и пространственного расположения ГНСС-станций на точность определения параметров очага землетрясения. Обосновывается перспективность внедрения (в тестовом режиме) ГНСС-измерений в работу Службы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России.

Принципиальная схема использования ГНСС-данных в системах раннего предупреждения о цунами заключается в следующем [5]. После получения информации о землетрясении (чаще всего по сейсмическим данным), на ближайших к эпицентру ГНСС-станциях рассчитываются косейсмические смещения. Их инверсией определяются некоторые из основных параметров очага землетрясения: размер и положение поверхности смещения; направление, средняя амплитуда и распределение смещений по поверхности, а также производные параметры: сейсмический момент и моментная магнитуда. Далее рассчитываются постоянные смещения дна. Наряду с барометриче-

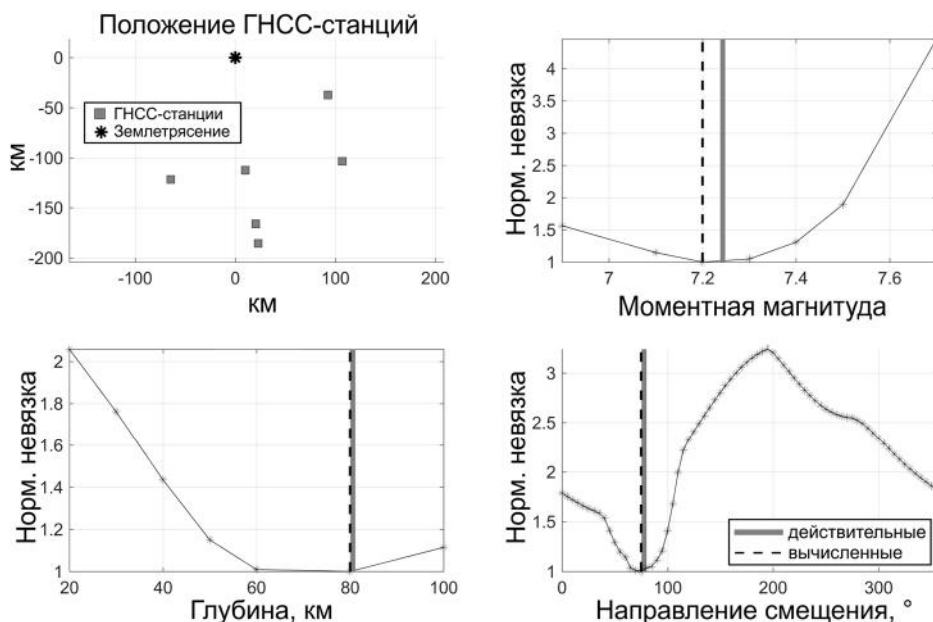


Рис. 1. Пример результатов расчётов параметров очага землетрясения. Слева сверху показано пространственное положение эпицентра и ГНСС-станций, остальные графики – зависимости значений параметров и нормализованной невязки. Вертикальными серыми линиями отмечено действительное значение параметра, пунктирными – значение с минимальной невязкой

скими данными, они являются основной исходной информацией для моделирования распространения волн цунами, определения их высоты и времени прихода на заданные участки побережья.

Проведённые численные эксперименты состояли из следующей последовательности действий:

1. Задавалось положение эпицентра землетрясения и ГНСС-станций;
2. Фиксировались «действительные» значения параметров очага;
3. Генерировались синтетические «наблюдённые» косейсмические смещения, с учётом ошибок их определения (по модели Окады [7]);
4. Решалась обратная задача и определялись параметры очага землетрясения, которые сравнивались с «действительными» значениями;
5. Статистическим анализом невязок значений параметров определялись среднеквадратические ошибки их определения и количество «выбросов».

На рис. 1 показан пример результатов единичных расчётов глубины гипоцентра, направления смещения и моментной магнитуды.

Рассматривались различные схемы взаимного расположения эпицентра землетрясения и пунктов наблюдений, отличающиеся, в первую очередь, минимальным расстоянием эпицентр-станция. Для каждого варианта были получены зависимости среднеквадратической ошибки определения параметров очага землетрясения от магнитуды.

Проведённые исследования позволили сделать следующие основные выводы, которые условно показаны на рис. 2:

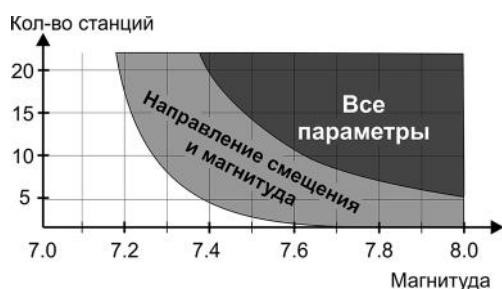


Рис. 2. Схема применимости ГНСС для раннего предупреждения о цунами

1. Шести ГНСС-станций может быть достаточно для быстрого определения основных параметров очага землетрясения.

2. При наличии достаточного числа ГНСС-станций можно определять магнитуду и направление смещения для землетрясений с $M > 7.2$ (при наличии априорных значений углов простирания и падения) или все параметры очага землетрясений с $M > 7.4$. Для землетрясений с $M \leq 7.2$ все параметры (кроме магнитуды) определяются недостаточно точно и надёжно.

На Дальнем Востоке России есть несколько регионов, в которых для целей предупреждения о цунами рационально использовать данные ГНСС. Помимо побережий Курильских островов и п-ова Камчатки, это также юг о-ва Сахалин. Но наиболее перспективным видится создание такой системы для побережья Приморского края, где реальна угроза цунами от землетрясений, происходящих в восточной части Японского моря близ о-ва Хоккайдо и северной части о-ва Хонсю. При этом существующих ГНСС-станций на территории Японии и в Приморском крае уже сейчас может быть достаточно для оперативного определения параметров очага землетрясений с магнитудой 7.2–7.4 и выше, т.е. тех, которые могут представлять угрозу для населённых пунктов Приморского края.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00178.

Литература

1. Поплавский А.А., Храмушин В.Н. Методы оперативного прогноза цунами и штормовых наводнений. М.: Наука, 2007. 272 с.
2. Шикотанское землетрясение и цунами 4(5) октября 1994 года. Хроника событий, анализ последствий и современное состояние проблемы: сборник статей / Под ред. Тихонова И.Н., Шевченко Г.В. Южно-Сахалинск: ФГБУН ИМГиГ ДВО РАН, 2015. 128 с.
3. Blewitt G. et al. Rapid determination of earthquake magnitude using GPS for tsunami warning systems // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33. L11309.
4. Gusiakov V.K. Tsunamis on the Russian Pacific coast: history and current situation // Russian Geology and Geophys. 2016. V. 57, N. 9. P. 1259–1268.
5. Hoechner A. et al. Instant tsunamis early warning based on real-time GPS – Tohoku 2011 case study // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2013. V. 13, N. 5. P. 1285–1292.
6. Kawamoto S. et al. First result from the GEONET // Earth Planets Space. 2016. V. 68, N. 190. P. 1–12.
7. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seismol. Soc. Am. 1985. V. 75, N. 4. P. 1135–1154.
8. Tsushima H., Ohta Y. Review on near-field tsunami forecasting // J. Dis. Res. 2014. V. 9, N. 3. P. 339–357.

И.Ю. Рассказов, В.И. Усиков, Б.Г. Саксин

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ДЗЗ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СОВРЕМЕННОЙ
ГЕОДИНАМИКИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И КОМПЛЕКСНОЙ
ОЦЕНКИ НДС ГОРНОГО МАССИВА НИКОЛАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Напряженно-деформированное состояние горных массивов, может провоцировать опасные геодинамические явления, такие, как горные удары и техногенные землетрясения. Для его изучения и прогнозирования выбран подход, в котором используются разные методы, работающие в разном масштабе: от мелкомасштабного регионального, через среднемасштабный, в сочетании с исследованиями в масштабе рудного района, узла. Они опираются на геотектонические построения, геофизические, сейсмологические методы, высокоточную геодезию (в т.ч. GPS, GLONASS – наблюдения) вплоть до масштаба месторождения и рудного блока, на которых производятся полевые инструментальные наблюдения.

В данной статье рассматриваются только результаты использования цифровых моделей рельефа (ЦМР), базирующихся на данных дистанционного зондирования Земли из космоса. Подробности методики описаны в работе [9]. Мелкомасштабная (региональная) модель строилась на базе матрицы высот SRTM30 [3], представленной в виде регулярной сетки с шагом 30 дуговых секунд (в среднем примерно 1 км на местности). В пределах рудных районов и отдельных месторождений создавались ЦМР на основе матриц SRTM03 [2]. Морфотектонические схемы и схемы распределения напряжений в локальных масштабах строились по результатам их интерпретации. Данная методика апробирована на нескольких объектах региона [6, 7].

В основу интерпретации ЦМР положена концепция тектонических потоков [1, 5, 8], которая адаптирована для условий региона Восточной Азии [10].

Интерпретация мелкомасштабной модели позволила выделить и оценить некоторые особенности движения региональных тектонических потоков [10]. Согласно этим представлениям поток, сформированный ансамблем фрагментов пластин и тектонических чешуй двигался в юго-восточном направлении, создавая картину из чередующихся волн скупивания – растаскивания этих элементов, образующих горные хребты и межгорные впадины. Предполагается, что дрейф потока происходил в среднем по азимуту 132 градуса, соответственно азимут простираения длинных осей волн – 58 градусов. Время начала движения самый конец мела предположительно определено по осадочным отложениям во впадинах третьего порядка, расположенных в верховьях рек Тормасу и Биджана на Малом Хингане. Эти образования сложены слабо литифицированными терригенными осадками кундурской свиты. По некоторым представлениям структуры омолажаются по направлению к океану, т.е. на восток. Затем произошло отделение от общего потока части, сформировавшей Сихотэ-Алинский ороген, которая сменила направление на движение по азимуту 124 градуса, причем его северная часть, отделившаяся от Амурского потока по Эворон-Чукчагирской впадине, двинулась почти строго на восток. Таким образом, сформировались два потока: собственно Амурский и Сихотэ-Алинский. Амурский поток в основной своей части испытал только слабые подвижки в восточном направлении, что отразилось в возникновении незначительной части линейных элементов субмеридионального простираения. Общая конфигурация структурных элементов практически

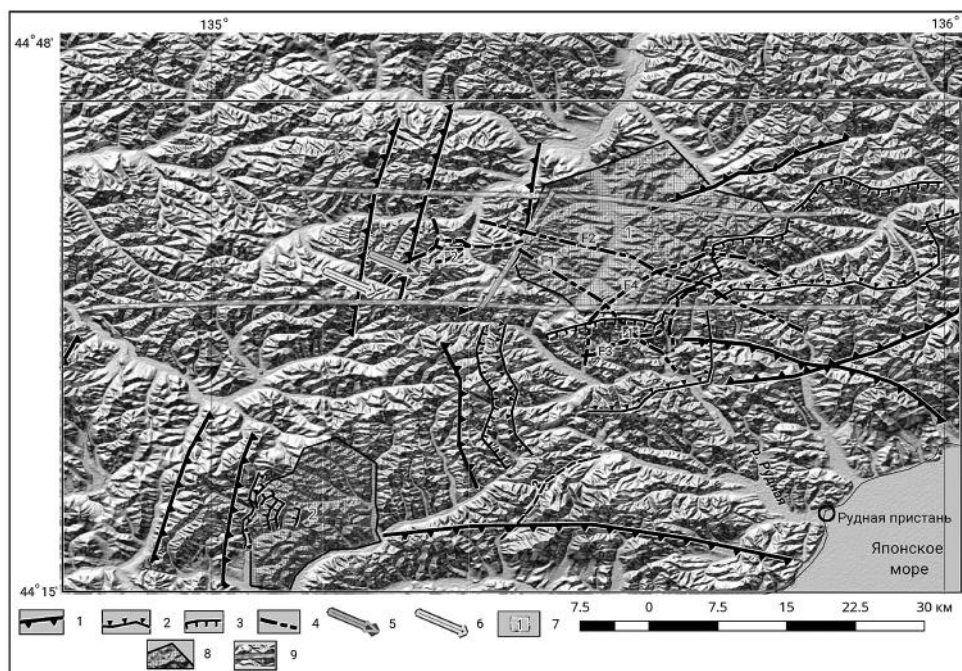


Рис. Интерпретация ЦМР Кавалеровско – Дальнегорского рудного узла

1 – надвиги; 2 – тыльные комки висячих крыльев обращенных надвигов; 3 – линии отрыва висячих крыльев обращенных надвигов; 4 – активные разрывные нарушения разной кинематики; 5 – направление напряжения сжатия в надвиговой зоне перед жестким Дальнегорским тектоническим блоком; 6 – общее направление дрейфа тектонического потока в окрестностях рудного узла; 7 – площади рудных полей месторождений: 1 – Николаевского, 2 – Южного; 8 – тектонические блоки: 1 – Дальнегорский, 2 – Кавалеровский; 9 – линейные стресс-зоны

не изменилась. Его восточная часть оказалась более активной, что привело к образованию широкой Эворон-Чукчагирской впадины.

Часть Сихотэ-Алинского потока, располагающаяся юго-восточнее долины р. Амур оказалась относительно более подвижной, чем все остальные: на ее площади можно выделить несколько периодов интенсивных перемещений в разных азимутах. Движения последующих периодов частично деструктировали предыдущие морфологические элементы. Поэтому первоначальные морфоструктуры, связанные с Амурским этапом сохранились фрагментарно, и, тем не менее, прослеживаются на всей площади потока. В северной части они сохранились почти полностью.

По взаимной наложенности признаков движения потока предположительно выделено три крупных этапа: первый общий, создал унаследованные структуры. Второй, – когда дрейф происходил в южном направлении, по азимуту, в среднем 185 градусов. В результате была создана самая крупная морфоструктура – долина реки Бикин. Более мелкие элементы наблюдаются на всей площади потока, что свидетельствует о его общем дрейфе в этом направлении. Частичная деструкция широтных структур позволила выявить следующий этап: дрейф в восточном направлении. Практически он продолжается и в настоящее время, несколько отклонившись к югу, что находится в соответствии с результатами GPS-наблюдений [12]. Общая картина осложняется многочисленными

разнонаправленными подвижками ансамблей чешуй относительно друг друга.

Для Сихотэ-Алинского орогена в целом и Кавалеровско-Дальнегорского узла, в частности, отмечено тектоническое чешуирование, имеющее широкое развитие [4, 11]. В пределах площади узла создана ЦРМ на основе матриц SRTM03 [2] (рисунок). Ее анализ позволил выявить ряд структурных особенностей территории. Одним из определяющих геодинамическую обстановку структурных элементов является Дальнегорский тектонический блок, представляющий собой жесткий горный массив, сложенный породами разного состава и возраста. Его положение довольно четко выражено в рельефе, как плотообразная возвышенность, имеющая высоту примерно 600 м над уровнем моря. Юго-восточный борт описываемого горного массива вскрыт обращенным надвигом раскрывающимся по азимуту примерно 130 градусов. В его лежачем крыле (автохтонном) расположено Николаевское месторождение. С запада на блок воздействует зона надвига, перемещающаяся в восток–юго-восточном направлении. Естественно как в породах надвига, так и массиве, создается зона горизонтального сжатия в этом же направлении. Объем, в котором локализуется изучаемое месторождение, расположен в зоне резкого градиента, где напряжение изменяется как по величине, так и по направлению (отклоняется к югу). Здесь же наблюдается пересечение двух активных разрывных нарушения, рассекающих массив (F1 и F3) и вблизи зарождается сброс F4. Это создает крайне неустойчивую современную геодинамику в пределах месторождения.

Коренное отличие Кавалеровского блока состоит в том, что он образован тектонической чашуей, собранной в чередующиеся ансамбли скупивания – растаскивания (надвиги – обращенные надвиги) и здесь не происходит аккумуляции напряжений.

Литература

1. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 604).
2. Матрица высот SRTM03 [http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/]
3. Матрица высот SRTM30 [http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM30/]
4. Нечаев В.П. и др. Перспективы поисков углеводородов в мезозойских складчато-надвиговых структурах Приморья, Дальний Восток России. // Тихокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 91–101.
5. Паталаха Е.И., Лукиенко А.М., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Феникс, 1995. 160 с.
6. 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
7. Рассказов И.Ю., Саксин Б.Г., Потапчук М.И., Усиков В.И. Геомеханическая оценка условий разработки Южно-Хинганского месторождения марганцевых руд // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 1. С. 13–22.
8. Смирнов А.В. Роль тектонических потоков в геодинамике подвижных поясов // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Материалы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 285–289.
9. Усиков В.И. 3D-модели рельефа и строение верхней части земной коры Приамурья // Тихокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 14–32.
10. 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.
11. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004, 211 с.
12. Global Positioning System (GPS) Time Series. Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>

М.А. Серов¹, В.С. Жижерин¹, Н.П. Перевалова², Г.А. Жеребцов²

**GPS-МОНИТОРИНГ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ ОТ СТАРТОВ РАКЕТ С
КОСМОДРОМА ВОСТОЧНЫЙ**

¹ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

²ФГБУН Ордена Трудового Красного Знамени Институт Солнечно-Земной Физики СО РАН,
г. Иркутск

В 2016–2018 гг. с нового российского космодрома Восточный выполнено четыре запуска космических аппаратов. На основе анализа сигналов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), таких как GPS и ГЛОНАСС, проведено исследование воздействия на ионосферу Земли атмосферных волн, сгенерированных во время этих запусков. Для исследования использовались данные измерений ГНСС-приемников ИГиП ДВО РАН и Международной сети IGS (<http://sopac.ucsd.edu>), действующих в районе Восточного. В отличие от предыдущих исследований, ГНСС-приемники ИГиП ДВО РАН [1–5], расположенные в непосредственной близости от космодрома, позволили зарегистрировать и изучить ионосферные возмущения на малых расстояниях от места старта. Возмущения в ионосфере анализировались на основе вариаций полного электронного содержания (ПЭС), рассчитанных по двухчастотным фазовым измерениям приемников ГНСС. Во время всех запусков в вариациях ПЭС обнаружены возмущения, имевшие характерную форму, соответствующую форме ударной акустической волны (УАВ), которая образуется при сверхзвуковом полете ракеты-носителя (РН) в атмосфере. Амплитуда возмущений ПЭС варьировалась в пределах 0.02–0.94 TECU со средним значением 0.13 TECU. Периоды возмущений менялись в пределах от 1.5 до 12 мин со средним значением 5 мин. Возмущения ПЭС наблюдались преимущественно вдоль траектории полета РН. Это позволило оценить направление движения РН. Пространственно-временная динамика зарегистрированных возмущений ПЭС свидетельствует о распространении волны возмущения в направлении от траектории РН. Выполнен сравнительный анализ параметров ионосферных возмущений для различных запусков.

Авторы выражают глубокую благодарность Scripps Orbit and Permanent Array Center (SOPAC, <http://sopac.ucsd.edu>) за предоставление данных международной сети приемников ГНСС. Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 18-17-00042). Данные измерений ГНСС-приемников ИГиП ДВО РАН получены при поддержке комплексной программы фундаментальных научных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (№18-5-024).

Литература

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А., Лукьянов П.Ю., Гриб Н.Н., Бордонский Г.С., Дембелов М.Г. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 11. С. 2059–2070.
2. Ашурков С.В., Серов М.А., Жижерин В.С., Имаев В.С. Современные деформации Верхнего Приамурья по данным GPS измерений // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 5. С. 86–96.
3. Жижерин В.С., Серов М.А. Кинематика современных тектонических движений в пределах восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 12. С. 2143–2152.
4. Жижерин В.С., Серов М.А. Современная тектоника западной части Ждугджуро-станового террейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геотектоника. 2017. № 6. С. 56–61.
5. Жижерин В.С., Серов М.А., Сорокин А.П. Современная кинематика северной окраины Аргунского континентального массива // Докл. АН. 2018. Т. 479, №1. С. 41–43.

**Д.В. Сысоев^{1,2}, Н.В. Шестаков^{1,2}, Г.В. Нечаев^{1,2}, А.В. Орляковский¹,
М.Д. Герасименко^{1,2}**

**ИССЛЕДОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОСТРОВОВ
АРХИПЕЛАГА ИМПЕРАТРИЦЫ ЕВГЕНИИ ПО ДАННЫМ ГНСС -НАБЛЮДЕНИЙ**

¹ Дальневосточный Федеральный Университет, г. Владивосток

² ФГБУН Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток

Архипелаг императрицы Евгении является продолжением полуострова Муравьева-Амурского. Его современная геодинамическая активность оставалась совершенно неизученной вплоть до начала 21-го века. С 2006 года сотрудниками кафедры астрономии и геодезии ДВГУ и сектора геодезии и геодинамики ИПМ ДВО РАН было начато развертывание сети пунктов периодических ГНСС-наблюдений на нескольких островах архипелага: Русский, Попова, Рейнеке и Рикорда. К настоящему времени на большинстве пунктов этой сети уже выполнено 10 циклов полевых наблюдений. Во избежание влияния сезонных вариаций спутниковые измерения проводятся в одно и то же время года, тремя последовательными 8-часовыми сессиями на каждом пункте. Большинство геодезических центров оборудованы устройствами принудительного центрирования спутниковой антенны. Для наблюдений на каждом пункте используется один и тот же набор двухсистемных двухчастотных ГНСС приемников Topcon GB-1000 с антеннами Topcon PG-A1.

Математическая обработка всей накопленной за периоды 2006–2010, 2013–2018 гг. измерительной информации выполнена в программном пакете BERNESSE Ver. 5.2.[1]. При математической обработке измерений были использованы: точные эфемериды спутников GPS/ГЛОНАСС и параметры вращения Земли, регулярно вычисляемые службой IGS (http://igsb.jpl.nasa.gov/components/prods_cb.html); глобальные модели ионосферы (вычислительный центр CODE - <ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE>); модель океанических приливов FES2004 (<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>). Для разрешения неоднозначностей фазовых измерений использовалась стратегия QIF [1]. Полученные решения приведены в систему координат ITRF2014 путем обработки данных региональной спутниковой сети совместно с опорными пунктами - станциями IGS (ARTU, BJFS, CHUM, IRKJ, IRKM, LHAZ, TIXI, TCMS, TNML, MCIL, YSSK, NRIL, SHAO), расположенными вне зоны возможных косейсмических деформаций и имеющих надежно и точно определенные координаты и скорости. Для реализации системы координат, на изменения пространственных положений опорных пунктов были наложены ограничения (3 мм).

На временных сериях пространственных положений всех ГНСС пунктов, полученных в результате математической обработки спутниковых наблюдений и расположенных в исследуемом регионе, хорошо выражены ко- и постсейсмические смещения, инициированные мегаземлетрясением Тохоку 11.03.2011 г. Значения определенных плановых косейсмических смещений на всех пунктах ГНСС наблюдений схожи по величинам и по направлениям. Их средняя величина составила $\sim 42.9 \pm 1.4$ мм на юго-восток. Характер постсейсмических смещений по плановым компонентам имеет нелинейный характер, т.е. они постепенно затухают со временем. Полученные вертикальные подвижки не представительны из-за значительных ошибок их получения и, наиболее вероятно, не превышают нескольких миллиметров или вовсе отсутствуют. Оценки накопленных постсейсмических смещений, определенные за 4 года после главного толчка землетрясе-

ния Тохоку, на пунктах островной геодинамической сети в среднем составили ~ 57.3 мм к юго-восток, что превосходит значение косейсмического смещения. Также важно отметить, что значения годовых постсейсмических смещений постепенно уменьшаются, но по-прежнему имеют вполне измеримые величины.

В настоящей работе по данным многолетних периодических ГНСС-измерений получены предварительные характеристики ко- и постсейсмических движений земной коры крупнейших островов архипелага императрицы Евгении, вызванных землетрясением Тохоку 11.03.2011 г.

Работа поддержана грантами РФФИ №17-55-53110а, гранта ДВО РАН №18-5-024 и Фонда японо-российских молодежных обменов JREX.

Литература

1. Dach R., Lutz S., Fridez P., Walser P. Bernese GNSS Software Version 5.2. AIUB: University of Bern. 2007. 884 p.

**В.Ю. Тимофеев¹, П.Ю. Горнов², А.В. Тимофеев¹, Е.В. Бойко¹,
Д.Г. Ардюков¹**

ВАРИАЦИИ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ

¹ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

Введение

Известно, что замедление скорости вращения Земли вызваны диссипацией энергии в различных слоях Земли: от мирового океана до жидкого ядра [1, 2]. Эффект вариаций скорости вращения учитывается при построении эволюционной теории Земли. Замедление скорости вращения, в основном, вызвано приливной диссипацией в океанах и используются для расчёта нагружения в океанах и при составлении котидальных карт мирового океана [3, 4]. Значение скорости вращения и её изменений могут быть получены методами палеонтологии, астрономии и геофизическими методами.

Результаты измерений эффекта и его энергетические оценки

Астрономические измерения движения Луны в долготе, полученные за более чем 2000 лет достаточно грубыми оптическими средствами показали, что Земля теряет энергию вращения. Скорость вращения замедляется, так за последние 100 000 лет день стал длиннее на 2 секунды. А сравнение времен полной фазы солнечных затмений по вавилонским, египетским, греческим и китайским документам с вычислением этого времени при постоянной скорости вращения показывает разность в долготе, которая увеличивается как квадрат времени и за 2000 лет достигает 4 часов [5]. В современных исследованиях рассматриваются, как линейные, так степенные модели вариаций скорости вращения по данным о солнечных затмениях. Палеонтологические данные по росту морских беспозвоночных подтверждают вековое замедление. Позднепротерозойские структурные ритмы (650 млн лет назад) дают материал по параметрам палеовращений [6] для того времени, когда день составлял 21.9 часа, а год соответственно 400 ± 7 дней (табл.). Такая кооперация с палеонтологами очень существенна для изучения замедления.

С другой стороны известные данные о пересечении планетой Меркурий солнечного диска и использование в последние десятилетия лазерной локации Луны дают результаты, хорошо согласующиеся с данными о солнечных затмениях [7]. Также эти данные подтверждают измерения последнего столетия по методу закрытия звезд Луной.

Таблица. Позднепротерозойские (около 650 миллионов лет) и современные параметры прилива и вращения [6].

Параметр-эпоха	Поздний протерозой	Современные
Солнечных дней/лунный месяц	$30,5 \pm 0,5$	29,53
Лунные месяцы/год	$13,1 \pm 0,1$	12,37
Солнечных дней/год	400 ± 7	365,24
Длина солнечного дня (часы)	$21,9 \pm 0,4$	24,00
Расстояние Земля-Луна (R_E)	$58,28 \pm 0,30$	60,27
Скорость убегания Луны (см / год)	$1,95 \pm 0,29$	$3,7 \pm 0,2$

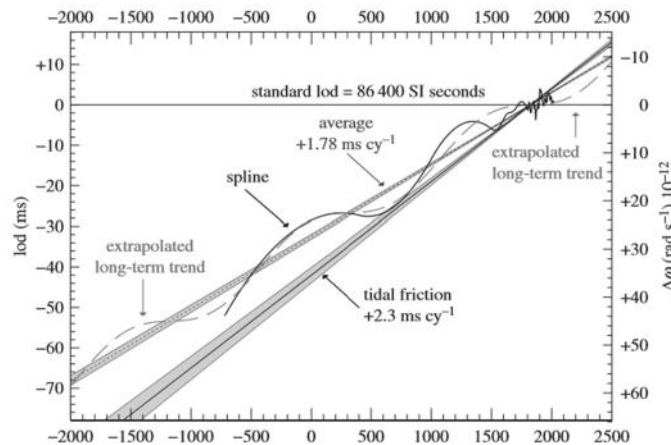


Рис. Изменение замедления вращения Земли с 2000 года по 2500 год [8]. Верхняя полоса – линейный тренд – среднее значение из данных измерений: $+1.78 \pm 0.03$ миллисекунды в столетие, которое соответствует ускорению: $-4.7 \pm 0.1 \times 10^{-22}$ радиан/сек². Серая нижняя полоса показывает изменения соответствующие приливному трению: $+2.3 \pm 0.1$ миллисекунды в столетие, соответствующее: $-6.2 \pm 0.4 \times 10^{-22}$ радиан/сек². Чёрная и штрих кривые построены по разным моделям экстраполяции экспериментальных данных.

Сейчас тот же эффект наблюдается по орбитам искусственных спутников, что позволяет исследовать это явление с очень высокой точностью. Сезонные вариации скорости вращения Земли определяются атмосферными явлениями. На длинных интервалах времени параметр отличается большой изменчивостью (Рис., [8]).

В первом приближении на больших интервалах можно рассматривать линейное изменение. Через два столетия идея Канта о приливном трении становится ясной, а полный эффект по энергии состоит в приложении приливных сил в океанах и потерях энергии за счет вихревой диссипации, трения и взаимодействия приливов в твердой Земле. Значительные различия в представлениях и оценках приводят к оживленным дискуссиям между геофизиками, астрономами, океанографами и геодезистами.

Известны два метода оценки приливной диссипации в системе Земля-Луна: астрономический и геофизический.

Астрономический метод, основанный на оценке скорости замедления вращения Земли и изменения орбиты Луны и искусственных спутников Земли, постоянно дает более высокую сумму энергии по приливному искажениям и замедлению вращения (около 3 тераватт), чем геофизические оценки (около 1.8 тераватт). Все усилия нацелены на преодоление этого противоречия.

В геофизических методах используются энергетический вклад от приливных течений, метод трения с использованием котидальных карт, метод моментов с простыми вычислениями через поверхностные интегралы, оценка моментов по компоненте восток-запад – приливная сила на приливную высоту.

Заключение

Энергетические оценки рассматривались на основе предположения о линейных изменениях скорости вращения (скорость около 2 миллисекунд в столетие) и, в итоге, получено неплохое соответствие экспериментальным результатам. Современные

исследования касаются вариаций на периодах от года до столетия. Получено, что годовые вариации до 2 миллисекунд связаны с изменениями момента инерции Земли, вызванными сезонными перемещениями в атмосфере (от экватора к полюсу и обратно). Короткопериодные вариации могут быть связаны с эффектами глобального подъёма мирового океана; с таянием ледников и глобальным потеплением; с эффектами диссипации в глубинах Земли и на границе жидкого ядра и мантии. Активно анализируются вариации скорости вращения, связанные с изменением момента инерции Земли при появлении крупных течений в океанах (например, явление Эль-Нинье, 1982 год) и при катастрофических землетрясениях (например, Суматра, 2004 год, Япония, 2011 год). [9, 10, 11, 12]. В практической области, используя информацию по вращению Земли, можно вводить поправки в различные геодезические и геофизические измерения.

Литература

1. Молоденский С.М. Влияние электромагнитной связи ядра с мантией на нутацию Земли. II. Сравнение с данными наблюдений // Физика Земли. 2004. № 9. С. 3–13.
2. Парийский Н.Н., Кузнецов М.В., Кузнецова Л.В. О влиянии океанического прилива на вековое замедление вращения Земли // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. 1972. № 2. С. 50–55.
3. Melchior, P. and Francis O. Comparison of recent ocean models using ground-based tidal gravity measurements // *Mar. Geod.* 1996. 19. P. 291–330.
4. Holme R., de Viron O. Characterization and implications of intradecadal variations in length of day // *Nature*. 2013. 499. P. 202–204 (doi: 10.1038/nature 12282).
5. Stephenson F.R., Morrison L.V., Hohenkerk C.Y. Measurements of the Earth's rotation: 720 BC to AD 2015 // *Proc.R.Soc.* 2016. A 472:20160404. <http://dx.doi.org/10.1098/rspa.2016.0404>.
6. Williams, E. Tidal Rhythmites: key to the history of the earth's rotations and the lunar orbit // *J. Phys.Earth.* 1990. 38. P. 475–491.
7. Morrison, L.V. and Ward. C.G. An analysis of the transits of Mercury: 1677-1973 // *Mon. Not. R. Astr. Soc.* 1975. 173. P. 183–206.
8. J.X. Mitrovica, C.C. Hay, E. Morrow, R.E. Kopp, M. Dumberry, S. Stanley, Reconciling past changes in Earth's rotation with 20th century global sea-level rise: Resolving Munk's enigma. *Sci. Adv.* 1, e1500679 (2015).
9. Sabadini R, Riccardo E M R and Via G D. Coseismic rotation changes from the 2004 Sumatra earthquake: the effects of Earth's compressibility versus earthquake induced topography // *Geophys. J. Int.* 2007. 171. P. 231–243.
10. C.C. Hay, E. Morrow, R.E. Kopp, J.X. Mitrovica. Probabilistic reanalysis of twentieth-century global sea-level rise // *Nature*. 2015. 517. P. 481–484.
11. C. Xu, W. Sun, X. Zhou. Effects of Huge Earthquakes on Earth Rotation and the length of Day. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, V. 24, N 4. Part 1, P. 649–656, August 2013.
12. S. Adhikari, E.R. Ivins, Climate-driven polar motion: 2003–2015. *Sci. Adv.* 2, e1501693 (2016).

РАЗДЕЛ IV

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ИХ УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

С.Н. Алексеенко, Ф.С. Онухов

НЕОТЕКТОНИКА РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ

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

В Нижнем Приамурье широко развиты процессы окраинноматериково рифтогенеза, которые в отличие от внутриконтинентальных рифтов имеют свои характерные черты и особенности проявления. Для внутриконтинентальных рифтов – больших грабенов Восточной Африки и их горного сопровождения [4, 5], Байкальского рифта [7, 8], Верхнерейнского грабена [11] характерно линейное расположение структурных элементов и оформление рифтов протяженными сбросами. Глубинными составляющими таких рифтогенов являются выступы аномальной мантии в форме гигантских даек, достигающих раздела Мохо [9]. Рифтовые системы иного рода представляют собой окраинноматериковые образования двух разновидностей: 1) впадины на шельфах и континентальных склонах пассивных континентальных окраин и сопровождающие их великие уступы [9] и 2) грабены и блоковые поднятия в тылу активных континентальных окраин в зонах растяжения, дробления (крошения) и утонения континентальной литосферы, сопряженные с шельфовыми бассейнами окраинных морей. Примеры подобного рода окраинноматериковых рифтов представляет Охотоморский регион и Нижнее Приамурье [12].

В Нижнем Приамурье отчетливо прослеживается система больших кайнозойских впадин субмеридиональной ориентировки. Это с запада на восток Тугур-Эворон-Чукчагирская и Нижнеамурская впадины, разделенные системой хребтов северо-восточной ориентировки Амур-Тугурского междуречья, которая вложена в окраинноматериковую рифтовую зону. К такого же рода образованиям, по-видимому, относится и субмеридиональная впадина Амурского лимана. Все эти погружения сопровождаются системами разновысотных тектонических ступеней и горстов, причем среди последних особенное значение имеют узкие (первые километры) и протяженные (десятки километров) низкогорные поднятия, разделяющие низкие аккумулятивные равнины и имеющие шовную природу.

Особенное значение в неотектонической структуре региона имеют большие уступы двух разновидностей: это либо действительно монолитные тектонические уступы, разделяющие разновысотные большие ступени рельефа, либо композиционные образования, составные элементы которых следуют общему простиранию с большими разрывами. К первой разновидности относится субмеридиональный уступ на восточном крыле Ямалинского сводового поднятия, протягивающийся от берега Удской губы на севере и до долины Амгуни на юге и, представляющий собой геоморфологическое выражение одной из крупнейших на Дальнем Востоке гравитационной ступени, обозначающей резкое изменение структуры литосферы при общем ее утонении на восток [3], в сторону окраинных морей и вообще переходной зоны от континента к океану.

Большие уступы другой разновидности представляют собой композиционные формы. Составляющие их склоны или скаты разобщены широкими долинами или даже межгорными впадинами. Это линии однообразных перегибов основных форм тектонического рельефа и они приурочены в основном к поперечным разломам. Такого рода композиционный большой уступ располагается на восточном ограничении Нижнеамурской субзоны линейного коробления, где на одной линии северо-западного простирания располагаются периклинали всех сводовых изгибов.

Примечательным является то обстоятельство, что большие уступы имеют угловатые перегибы по простиранию с чередованием участков субмеридионального и северо-западного направления. При этом большие уступы обращены на восток и в их подножьях располагаются системы больших грабенов. Это свидетельствует о том, что большие уступы связаны (или сопряжены) с явлениями рифтогенеза и вообще растяжения и утонения литосферы на краю континентального массива. В какой-то мере они представляют собой элементы морфотектоники плечей-противоподнятий рифтогенных ансамблей неотектонических форм и, в первую очередь, больших впадин [12].

Основная особенность рифтовых долин Нижнего Приамурья, заключается в том, что они не имеют четких ограничений в форме протяженных сбросовых уступов – упомянутые выше большие уступы ограничивают с запада всю окраинноматериковую рифтовую зону, включая и поднятия, сопровождающие рифтовые долины. В Тугур-Чукчагир-Эворонской рифтовой долине прямоугольные грабены северо-восточного простирания, выраженные в рельефе в виде отдельных впадин, кулисообразно сменяющих друг друга по простиранию рифта. То же самое свойственно и междувадным перегибам в виде низких относительно поднятых ступеней. Они имеют северо-восточное простирание и обычно входят в виде угловатых косоориентированных горных выступов в рифтовую долину. Это кулисообразное размещение структурных элементов рифтовой долины позволяет полагать, что в подошве окраины устойчивого континента происходят субмеридиональные сдвиговые перемещения геоблоков.

Такая же косая ориентировка структурных элементов свойственна и Нижнеамурской рифтовой долине, состоящей из двух больших впадин – Чля-Орельской и Удыль-Кизинской, разделенных крупным поднятием хребта Пуэр, нехарактерной северо-западной ориентировки. Поскольку структурные элементы на западных бортах Нижнеамурской впадины имеют северо-восточное, а на восточных – северо-западное простирания, то рифтовая долина в целом представляет собой S-образную форму, т.е. влияние горизонтальных перемещений геоблоков и здесь наиболее вероятно.

В пределах Тугур-Чукчагир-Эворонской и Нижнеамурской впадин авторами монографии [1] выделены меридиональные Торомский и Нижнеамурский раздвиги, по их оценкам максимальная амплитуда раздвиговых перемещений по Торомскому раздвигу составляет 30 км, по Нижнеамурскому – 60 км, максимальная амплитуда вертикальных перемещений – 2 и 1.5 км соответственно.

Третья субмеридиональная рифтовая долина Амурского лимана имеет небольшие размеры и одностороннее (с запада) горное сопровождение, а по простиранию ограничивается краевыми погруженными блоками краевой части Охотоморского шельфа и прогиба Татарского пролива.

Все рифтовые долины Нижнего Приамурья имеют сложные и извилистые границы, контролируемые по преимуществу разломами диагональной ориентировки. Тектонические уступы на бортах долин непротяженны и редко высотой более 300-400 м – борта рифтов представляют собой, наравне с междувадными перегибами, низкорослые или холмогорные ступени с развитием придолинного яруса рельефа в виде широких педиментов и локальных педиленов. Все это свидетельствует о преимущественно остаточном характере этих структурных форм, за счет комплексного денудационно-тектонического разрушения которых происходит расширение рифтовых долин.

Окраинноматериковые рифтовые системы Нижнего Приамурья, во-первых, являются ареальными образованиями, в которых рифтовые долины не имеют щелевого, по

[4, 5], характера и четких ограничений в виде сбросовых уступов. Во-вторых, в сторону шельфовых бассейнов рифтовые зоны образуют своеобразные переходные подзоны в виде систем краевых погруженных блоков, обладающих размерами от десятков и до первых тысяч км². Краевые погруженные блоки представляют собой угловатые выделы, ограниченные с трех сторон чаще береговыми линеаментами или перегибами дна, а с четвертой – открывающиеся в сторону больших глубин шельфовой равнины. Примерами их могут служить краевые погруженные блоки Удской губы, заливов Академии и Сахалинского, образующие выступы шельфовой равнины в сторону суши. Чаще всего краевые погруженные блоки наложены на прибрежные межгорные впадины с обрушением их бортов, так что эти блоки всегда значительно шире впадин. Обычно они образуют каскадные системы блоков, последовательно расширяющихся в сторону шельфа с увеличением глубин [12].

Таким образом, неотектоника Нижнего Приамурья определяется явлениями окраинноматерикового ареального рифтогенеза, что является морфотектоническим выражением начальной стадии процесса утонения и преобразования материковой литосферы.

Литература

1. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
2. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 18–27.
3. Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 3–16.
4. Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков // Вестник МГУ. Серия геология. 1970. № 2. С. 13–35.
5. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
6. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
7. Уфимцев Г.Ф. О структуре Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1987. № 1. С. 93–106.
8. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
9. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника новейших рифтовых систем Евразии // Тихоокеан. геология. 1997. № 3. С. 13–28.
10. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2002. 494 с.
11. Уфимцев Г.Ф., Фогт А. Морфотектоника Верхнерейнского грабена // Геоморфология. 1997. № 2. С. 116–126.
12. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С. Морфотектоника Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 97–106.

П.Ю. Горнов**ГЕОТЕРМИЯ АЛДАНО-МАЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА***ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Алдано-Майский осадочный бассейн располагается на восточном склоне Алданской антеклизы и выполнен отложениями рифея, венда и кембрия, перекрытыми отложениями юры. На юго-западе Алдано-Майская впадина граничит с восточным склоном Алданской антеклизы, с северо-запада – с Якутским сводом, с востока – Кыллахским поднятием, с юга – с Омнинским. По поверхности фундамента Алдано-Майская впадина на бортах осложняется Алданской и Майской котловинами, в центральной части разделенными Дыгдинским валом субширотного простирания с юга и Майским поднятием с севера. Поверхность кристаллического фундамента Алдано-Майской впадины, в общем виде, представляет моноклираль, погруженную под складчатую структуру Южноверхооянской складчатой системы. Около передовых надвигов фундамент погружен на глубины более 6000 м. Отложения слабо деформированы, разбиты многочисленными разломами рис. [2, 4].

Осадочный чехол впадины изучен по естественным обнажениям и, главным образом, по разрезам Мокуйской, Хочомской и Усть-Майской 366 скважин. По данным бурения и результатам сейсморазведочных работ в осадочном чехле Алдано-Майской впадины выделяются три структурных яруса: рифейский, венд-кембрийский, мезозойский. Начало формирования осадочного комплекса бассейна относится к раннему протерозою, завершение – раннему палеозою. Осадконакопление в течении столь многолетней истории седиментогенеза прерывалось и осложнялось инверсионными событиями (орогенезом, пенепленизацией рельефа, формированием кор выветривания).

Процессы генерации и миграции углеводородов (УВ), формирование и сохранность газовых и нефтяных залежей в осадочных толщах определяется и контролируется рядом природных и геологических факторов, из которых важнейший – геотермический. Пластовые температуры воздействуют на процессы образования и накопления нефти и газа в осадочных породах. Миграция и аккумуляция УВ, их состав, сохранность залежей определяется в значительной мере уровнем прогрева материнских и коллекторских свойств горных пород.

Согласно палеотектоническим реконструкциям, вероятно, на территории центральной части впадины палео очаг нефтегазообразования охватывает очень длительный период от рифейской до кембрийской эпохи (500–600 млн/лет) [3]. По всей вероятности, последняя тектоно-магматическая активизации (герцинская) пермь, конец юры произошла 90–260 млн лет. Достаточно корректно можно предположить, что в настоящее время, в основном, тепловой режим региона носит стационарный характер и для его моделирования можно воспользоваться двумерным стационарным уравнением теплопроводности с переменными коэффициентами.

Геотермическая изученность в регионе неравномерна и незначительна, но позволяет оценить тепловое и температурное поле практически всех структурно-фациальных зон региона.

Средняя величина теплового потока (ТП) впадины составляет 45 мВт/м² (рис.), что характерно для платформенных образований. Повышенные значения ТП (60–65) мВт/м² приурочены к Монголо-Охотскому и Предверхооянскому складчатым образованиям.

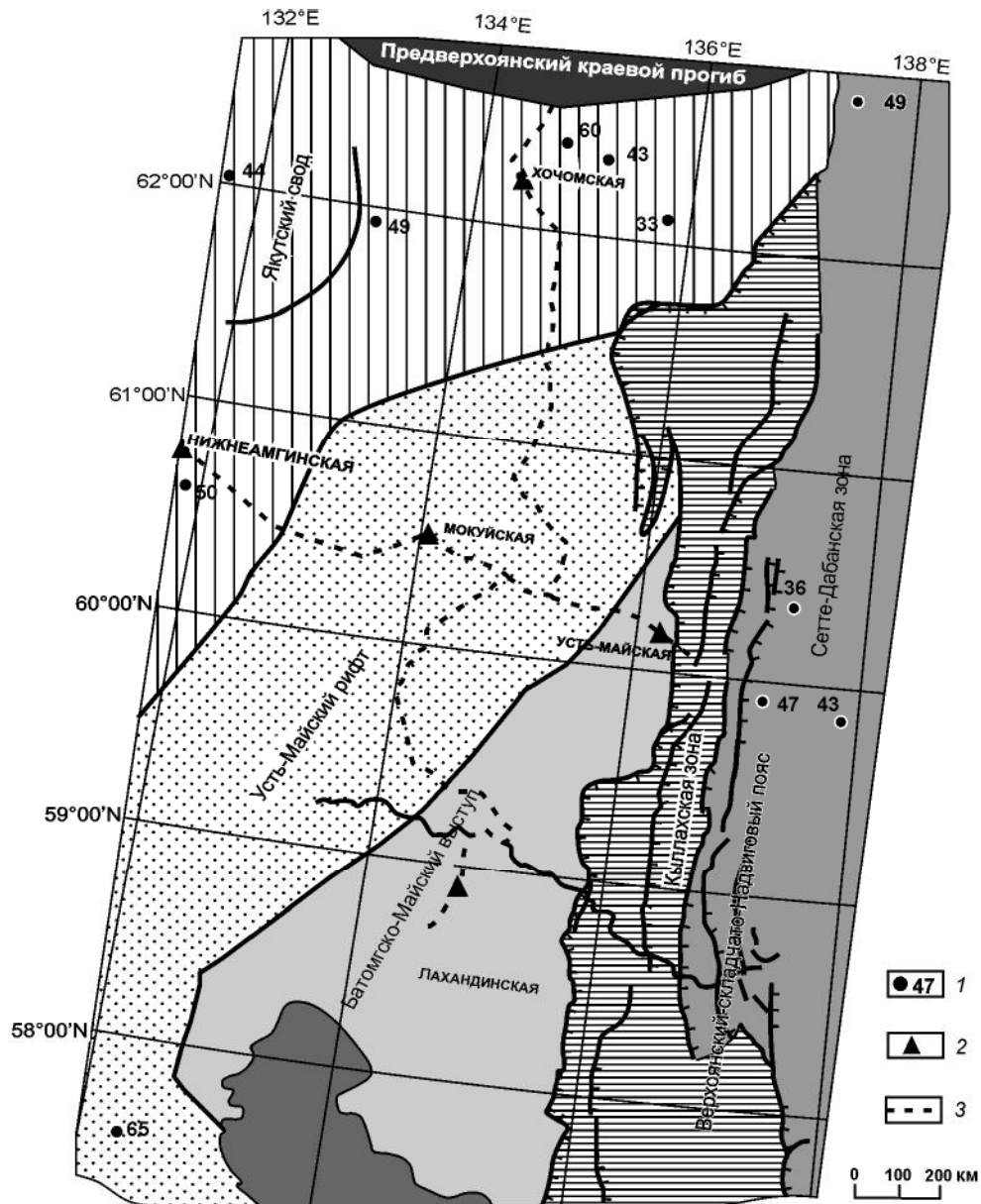


Рис. Карта использованного фактического материала. Тектоническое районирование по [2, 4]. Данные по значениям теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) [1].

1 – пункты измерения ТП; 2 – скважины глубокого бурения; 3 – расчётные профили.

Вариации значений ТП, возможно, вызваны рельефом дневной поверхности, формой залегания горных пород, движением подземных флюидов, анизотропией теплофизических свойств и и др.

Расчет глубинных температур осадочного чехла проводился по сейсмическим профилям, приуроченных к скважинам глубокого бурения Хочомская–Лахандинская, Нижнеамгинская–Усть-Майская 366. Выбрана послойная модель глубинного строения впадины. Для нижнерифейских отложений коэффициент теплопроводности (λ) взят 2.45, среднерифейских – 2.40, верхнерифейских – 2.35 и венд-кембрийских – 2.30 Вт/мК соответственно. Теплогенерация (A) и температуропроводность (a) для осадочных толщ впадины взяты постоянными $A = 1.3$ мкВт/м³, $a = 8 \cdot 10^{-7}$ м²/с.

Температуры на поверхности кристаллического фундамента показывают геотермическую однородность Аяно–Майского осадочного бассейна. Наиболее высокие температуры (131 °С) получены в зоне сопряжения впадины с Южноверхоянской складчатой системой на глубине 7000 м. С уменьшением мощности осадочной толщи также уменьшаются и температуры до 70–80 °С. По профилю скв. Лохандинская–скв. Хочомская наименьшие температуры (23 °С) получены в районе Дыгдинского вала, 69 °С в наиболее погруженной части Алдано–Майской впадины. Температуры по кровле верхнего рифея составляют 15–30 °С, среднего – 20–58 °С, нижнего – 20–95 °С. [3] приводит схему расположения нефтегазоматеринских горизонтов ϵ_{2m} среднекембрийских отложений майского яруса, R_{2zp} ципандинской и R_{2ml} малгинской свит среднего рифея. Расчётные температуры залегания этих горизонтов составляет для среднекембрийских отложений –15–20 °С, для ципандинской и малгинской свит 40–60 °С.

Процесс преобразования рассеянного и концентрированного органического вещества и образование УВ с изменением термобарических условий неопределён. Первостепенным фактором катагенеза является изменения геотемператур в рамках геологического времени. По нашему мнению для Алдано–Майского осадочного бассейна важнейшим условием образование УВ является длительность геологического времени.

Литература

1. Геотермический атлас Сибири и дальнего востока 2015, <http://www.maps.nrcgit.ru/geterm/>
2. Нафиков И.В. Особенности геологического строения и нефтегазоносности Алдано–Майской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8, № 4. С 1–12.
3. Соболев П.Н., Шиганова О.В., Дыхан С.В., Ахмедова А.Р. Новые данные о перспективах нефтегазоносности Алдано–Майской впадины // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 3–4. С. 643–656.
4. Шишкин Б.Б. Г.А. Берилько, П.Н. Соболев, В.С. Старосельцев, А.Н. Страхов Строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Нефтегазовая геология. 2010. № 4. С. 26–40.

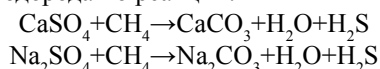
М.Р. Жураев¹, Б.Д. Абдуллаев¹, Р.А. Умурзаков², Р.А. Турсунметов¹

**УТОЧНЕНИЕ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ
СЕРОВОДОРОДНОЙ ВОДЫ В БУХАРО-ХИВИНСКОМ АРТЕЗИАНСКОМ БАССЕЙНЕ**

¹*Институт гидрогеологии и инженерной геологии, Узбекистан, г. Ташкент.*

²*Ташкентский государственный технический университет, Узбекистан, г. Ташкент.*

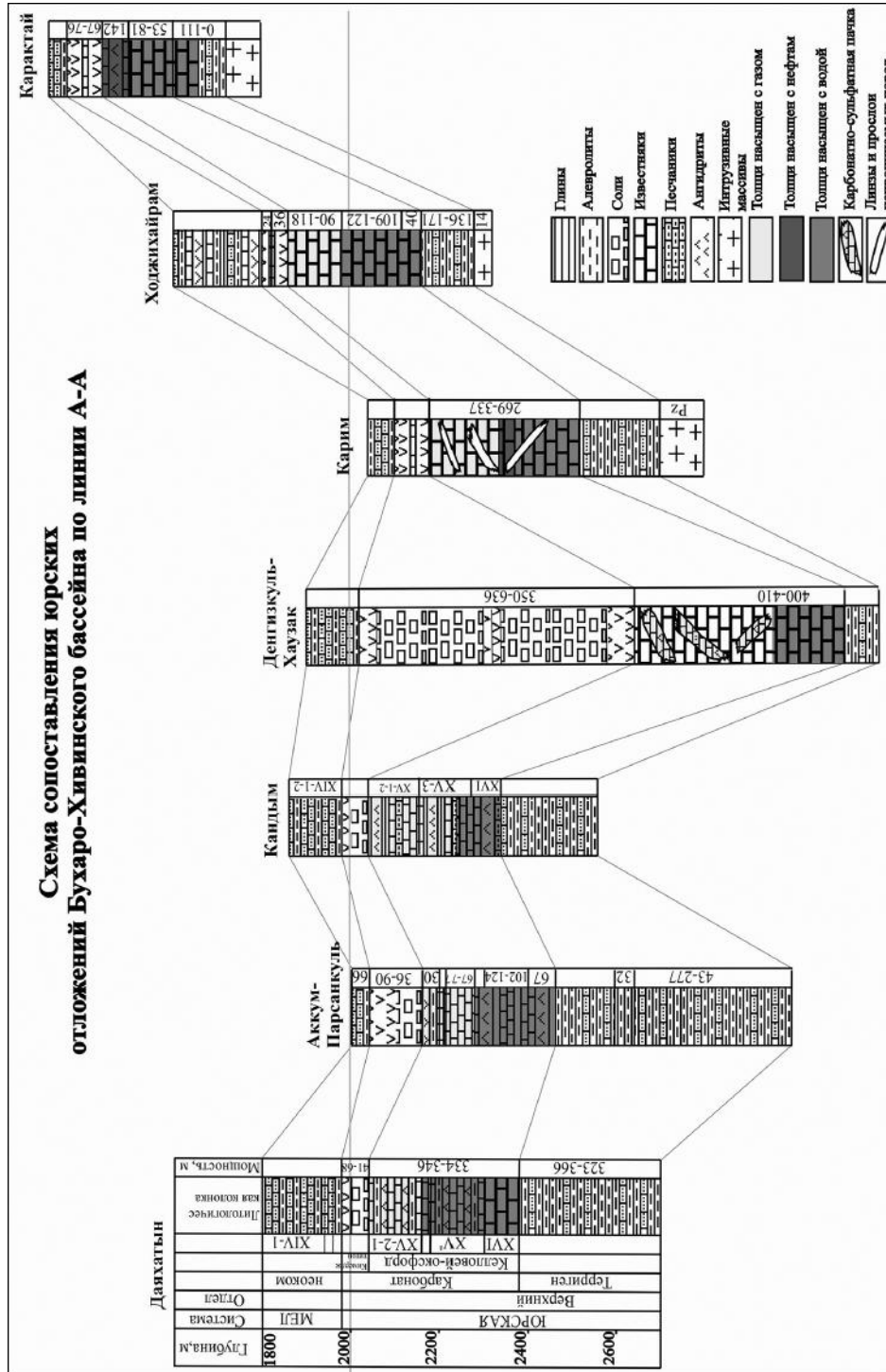
В практике здравоохранения роль минеральных вод как важного лечебного и профилактического воздействия на организм человека неуклонно возрастает. Выявление перспективных площадей на сероводородные воды по территории республики актуально. *Степень изученности проблемы.* Проблема происхождения сероводорода в подземной гидро- и литосфере привлекала внимание многих исследователей. В конце прошлого века ученые-гидрогеологи А.М. Овчинников, В.В. Иванов, Г.Н. Плотникова, А.И. Ривман изучали и анализировали условия образования месторождений сероводородных вод в странах СНГ (бывшем СССР) [1]. *Условия образования сероводорода.* Области распространения сероводородных вод обычно приурочены к нефтегазоносным (или перспективным на нефть) бассейнам платформенных и складчатых областей, в разрезе которых развиты эвапоритовые отложения. Наибольшее количество сероводородов наблюдается в водах открытых и разрушающихся нефтяных месторождений, т.е. там, где имеется связь с поверхностными водами. За последние годы были выполнены различные эксперименты по восстановлению сернокислых соединений в условиях высоких температур и давлений [2]. Опыты С.М. Григорьева (1954 г.) в автоклаве показали, что при t 100–150 °С и давлении до 10 атм. при взаимодействии метана и сернокислых солей происходит образования сероводорода по реакции:



Поисковые критерии площади формирования сероводородных вод.

Закономерная связь распространения сероводородных вод с сульфатсодержащими и нефтегазоносными осадочными комплексами определяет главнейшие поисковые критерии на сероводородные воды и выделение перспективных областей. Среди природных факторов и условий решающее значение в процессе формирования сероводородных вод имеют: 1) литолого-фациальный состав водовмещающих пород (прежде всего наличие сульфатсодержащих отложений) и нефтегазоносность осадочной толщи; 2) геолого-структурные условия; 3) гидрогеохимическая обстановка; 4) гидродинамические и геотермические условия [2]. Ниже рассмотрены и проанализированы литолого-фациальный факторы, связанные с формированием сероводородных вод, на нефтегазоносных месторождениях Бухаро-Хивинского артезианского бассейна.

Под этим термином подразумевается равнинная территория Юго-Западного и Западного Узбекистана, ограниченная с севера поднятиями Центральных Кызылкумов, с северо-востока отрогами Туркестанского и Зарафшанского хребтов, на юго-востоке – юго-западными отрогами Гиссарского хребта. *Газонефтеносности.* В 60–70 гг. прошлого века с целью поиска нефти и газа на территории Бухаро-Хивинского бассейна были проведены геологоразведочные работы в регионального масштаба. В ее пределах уже выявлено 44 месторождения, причем в основном газовые и газоконденсатные в меловых (IX, X, XI, XVa, XII и XIII продуктивными горизонты) и юрских отложениях (XV, XVa и XVI продуктивными горизонты). *Гидрогеологическая характеристика.* Во



время разведки попутно выявлены сероводородные воды в некоторых газонефтеносных месторождениях. Бухарская ступень. Газовое месторождение Учкыр, сероводород в пластовых водах XV горизонта имеется в пределах от 120 мг/л (скв. 28) до 132 мг/л (скв. 18). На Каримском месторождении, количество сероводорода в пластовых водах колеблется от 97 мг/л (скв. 5) до 115 мг/л (скв. 3). Чарджоуская ступень. На месторождении Кульбешкак, сероводород в пластовых водах XVI горизонта обнаружен в количестве от 99 мг/л (скв. 21) до 154 мг/л (скв. 16). На месторождении Денгизкуль-Хаузак промышленные скопления газа приурочены к XV горизонту келловей-оксфордских отложений верхней юры. В пластовых водах имеется растворенный сероводород в пределах от 14 мг/л (скв. 9Дк) до 537 мг/л (Скв. 3Дк). Полученные гидрохимические показатели (содержания сероводорода и микрокомпонентов в пластовых водах) на основе результатов опробованных интервалов газонефтяных скважин, показывает формирование и распространение сероводорода различных концентраций в пластовых водах почти во всех газонефтяных месторождениях Бухаро-Хивинского бассейна.

Определение литолого-фациального фактора. Проанализированы водовмещающие породы по ярусам юрских отложений на нефтегазоносных месторождениях Бухаро-Хивинского бассейна. Анализ показывает, что в составленной схеме сопоставления газо-нефтяных горизонтов юрских отложений Бухаро-Хивинского бассейна, почти все породы продуктивного горизонта состоят из известняка с прослоями ангидрита. Вмещающие породы продуктивного горизонта состоят из известняков без ангидрита в месторождениях Карим и Ходжихайрам, однако продуктивные горизонты перекрывает мощная ангидрит-соляная толща кимеридж-титонаского яруса на всех месторождениях. Для сопоставления областей распространения сероводородных вод с газо-нефтеносными территориями и галогенными формациями, составлена карта основных областей распространения сероводородных вод в пределах Бухаро-Хивинского бассейна. На карте отмечены территории установленного развития сероводородных вод и их границы, соответствующие распространению эвапоритовых осадков водовмещающих пород отложений юры, оконтуренных выработанными и действующими нефтегазоносными месторождениями перспективными на сероводородные воды. Как видно по карте, распространение сероводородных вод теснейшим образом связано с территориями совместного развития галогенных пород и газо-нефтеносных комплексов. Поскольку под термином парагенез (парагенезис) понимается совместное нахождение минералов или химических элементов, связанных генетически, то указанная карта представляет собой карту парагенеза сероводородных вод с эвапоритами и газо-нефтеносными комплексами.

Выводы: Происходит образование сероводорода в продуктивном горизонте газо-нефтяных месторождений Бухаро-Хивинского бассейна, за счет высокого давления и температуры происходит термохимическая реакция, т.е. при взаимодействии метана и сернокислых солей. При отсутствии одного из необходимых условий (сульфатов или газо-нефтяной залежи) сероводородные воды высокой концентрации не формируются. Крепко сероводородной воды в выявленных антиклинальных структурах формируются за счет наличия незначительных газовых и нефтяных залежей, которые не имеют промышленного значения.

Литература

1. Жураев М.Р. Уточнение геоструктурных и гидродинамических факторов при формировании сероводородных вод в Сурхандарьинской мегасинклинали // Разведка и охрана недр. 2016. № 4. С. 37–43.
2. Иванов В.В. Сульфидные воды СССР. М.: 1-я типография Профиздата, 1977. 257 с.

М.Р. Жураев¹, Б.Д. Абдуллаев¹, Р.А. Умурзаков², А.С. Ибрагимов¹

**ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ
СЕРОВОДОРОДНЫХ ВОД СУРХАНДАРЬИНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА**

¹Институт гидрогеологии и инженерной геологии, Узбекистан, г.Ташкент

²Ташкентский государственный технический университет, Узбекистан, г.Ташкент

Одно из ведущих мест среди минеральных вод занимают сероводородные. В данное время функционирует единственный в Узбекистане крупный санаторий Чимион, который специализируется на сероводородной воде Ферганской впадины. Ниже детально рассмотрена степень перспективности площади распространения сероводородной воды по Сурхандарьинской мегасинкинали. На основе выявленных особенностей формирования перспективных скоплений сероводородных вод, разработана методика составления схематической прогнозной карты формирования сероводородных вод. Методика создания прогнозной карты состоит из следующих этапов: 1. Сначала необходимо выбрать базовую карту, т.е. взять тектоническую карту Сурхандарьинского артезианского бассейна в масштабе 1:1 000 000; 2. Оконтурировать выработанные и действующие нефтегазоносные месторождения, которые имеются на территории; 3. Выявить площади установленного распространения сероводородной воды и площади, на которых обнаружены сероводородные пластовые воды на нефтегазоносных месторождениях; 4. Оконтурировать распространение эвапоритовых (гипс и ангидриты) толщ по бассейнам; 5. Выявить и оконтурировать ассиметричные антиклинальные складки субширотного простирания, с проходящими продольными тектоническими нарушениями, а также выделить месторождения, где глубина залегания продуктивного горизонта ближе к поверхности земли (до 2 км); 6. Выявить и выделить контуры гидродинамических систем отличающихся по степени водонапора (активной, слабой и незначительной); 7. Выделить перспективные территории для формирования и распространения сероводородных вод, на основе уточнения специфических природных признаков по бассейну. По этим данным составляется схематическая прогнозная карта формирования сероводородных вод Сурхандарьинского артезианского бассейна (рис.). Все выявленные специфические природные признаки, необходимые для формирования сероводородной воды, нанесены на базовую карту (тектоническую карту).

На карте отмечены и оконтурированы: – выработанные и действующие нефтегазоносные месторождения приуроченные к палеогену, расположенные в южной части бассейна (Учкызыл, Джайранхана, Амударья, Корсаглы, Актау, Кокайты, Хаудаг, Джалаир), центральной части (Гаджак и Кагнысай) и восточной части (Ляльмикар, Коштар и Миршади); – территории установленного развития сероводородных вод и их границы (С целью выявления сероводородной воды проведены детальные поисково-разведочные гидрогеологические работы приуроченные к палеогеновым отложениям на Учкызылском нефтеносном месторождении в период 1985–87 годах и в результате уточнено наличие крепко сероводородной воды и подсчитаны запасы); – нефтегазоносные месторождения, на которых обнаружены сероводородные воды (в южной части – Учкызыл, Джайранхана, Амударья, Корсаглы, Актау, Кокайты, Хаудаг, Джалаир; в восточной части – Ляльмикар, Коштар, Миршади и выявленные антиклинальные структуры Шорбулак и Курганча); – территории распространения сульфатсодержащих пород (эвапоритовые

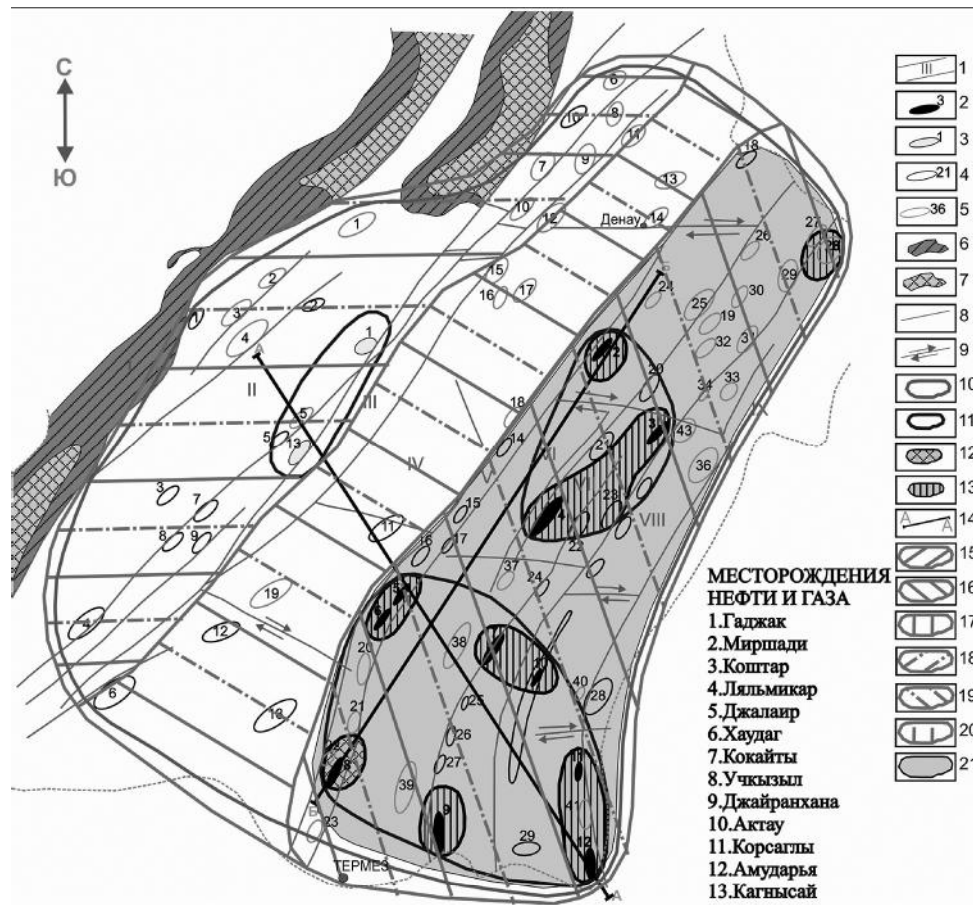


Рис. Схематическая прогнозная карта формирования сероводородных вод Сурхандарьинского артезианского бассейна на основе специфических природных факторов. 1-тектонический блок и его номер; месторождение: 2 – нефти, 3 – газовое; площади: 4 – перспективные, 5 – выявленные; 6 – выходы отложений юры; 7 – выходы на поверхность образований палеозоя; 8 – разрывные нарушения; 9 – сдвиги и границы широтных ступеней (блоков) по древним отложениям; границы: 10 – распространения эвапоритовых осадков, 11 – выработанных и действующих нефтегазоносных месторождений; территории развития сероводородных вод; 12 – установленные, 13 – перспективные; 14 – геологический профиль; водонапорная система. 15 – более активная, 16 – слабая, 17 – незначительная; территории по глубинам залегания продуктивного горизонта: 18 – до 2 км, 19 – больше 2 км, 20 – глубокой; 21 – территории, перспективные на сероводородные воды.

породы распространены по всему бассейну); – нефтегазоносные месторождения и выявленные перспективные структуры на нефть и газ, которые состоят из ассиметричной антиклинальной складки северо-восточного простирания с продольным тектоническим нарушением, а также, где залегание продуктивного горизонта близко к поверхности (оконтуренные территории расположены на юго-восточной и северо-западной сторонах борта); – территории, которые выделены по характеру гидродинамических систем (в юго-восточной части бассейна – более активная, в северо-западной части – слабая и в центральной части – незначительная); – перспективные территории на сероводородные

воды спрогнозированы на основе выявленных особенностей формирования скоплений сероводородных вод. Все специфические природные признаки присутствуют в юго-восточной части Сурхандарьинского артезианского бассейна.

При формировании сероводородной воды необходимо присутствие следующих специфических природных признаков: продольное тектоническое нарушение, залегание продуктивного слоя вблизи поверхности земли (до 2 км), разгрузка пластовой воды за счет тектонического нарушения нефтегазоносного месторождения, а также залегание водоносных отложений с пологим уклоном от области питания до нефтегазоносного месторождения. По тектоническим разломам в нефтяную структуру идет разгрузка термальных вод. В эвапоритовых (известковистых и гипсовых) породах происходит окислительная реакция, которая осуществляется благодаря вымыванию сульфатсодержащих толщ. В нефтеносной толще происходит восстановительная реакция с водородом при участии сульфатредуцирующих бактерий. В результате формируются сероводородные воды [1-3].

Выводы: Указанные специфические признаки имеются в восточной части. Следовательно, есть возможность для формирования сероводородной воды в восточной части Сурхандарьинской мегасинклинали. В дальнейшем выявление и прогнозирование перспективных площадей распространения сероводородной воды на других территориях Узбекистана можно проводить по этому разработанному подходу решения задачи.

Литература

1. Жураев М.Р., Чеботарева О.В., Джураев Р.Э. Перспективы использования сероводородных вод на Андиджанском нефтегазоносном месторождении (анализ геолого-геофизических данных) // Региональные проблемы. Биробиджан. 2014. Вып. Т. 17, № 1. С. 15–20.
2. Жураев М.Р., Бакиев С.А., Нагевич П.П., Куличкина М.А. Основные группы сероводородных вод, их химический состав и генезис на нефтяных месторождениях Ферганской впадины // Вестник Воронежского Государственного университета. Геология. 2015. Вып. 2. С. 109–116.
3. Жураев М.Р., Бакиев С.А., Турсунметов Р.А. Характерная гидрогеохимическая обстановка сероводородсодержащих нефтегазоносных месторождений южного борта Ферганской впадины // Новые идеи в науках о Земле: Т. XII / Междунар. науч.-практ. конф. М.: Российский государственный геолого-разведочный университет. 2015. С. 328–329.
4. Плотникова Г.Н. Сероводородные воды СССР. М.: Недра, 1981. 132 с.

Г.Л. Кириллова

СТРОЕНИЕ МЕЛОВЫХ АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИАМУРЬЯ

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

Восточно-Азиатская континентальная окраина (ВАКО) представляет собой гигантскую аккреционную систему, протягивающуюся на 5000 км и последовательно нарастающую к востоку последние 450 млн лет аккреционными комплексами. В мезозое в пределах ВАКО выделяется шесть главных периодов аккреции: T_2 ; J_1 ; J_2 ; J_3 ; $J_3-K_1^1$ и K_1^2 , которые ранее рассматривались в общих чертах [1, 3-6]. Аккреционные комплексы делятся на пояса или зоны, количество которых определяется особенностями стратиграфии океанической плиты и разрешающей способностью микрофауны (конодонты, радиолярии). Интервал одной радиоляриевой зоны обычно составляет 5–7 млн лет [6].

В условиях напряженной тектонической обстановки ныне ВАКО – это серия неоднократно повторяющихся тектонических пластин (рис. 1).

В Приамурье в мелу можно выделить три основных тектоно-стратиграфических системы: система океанической плиты, представленная слоистыми кремнями, реже вулканитами, система чехла океанической плиты при ее подходе к зоне субдукции (кремнистые аргиллиты) и перекрывающие терригенные образования. Фрагменты этих систем представлены в Горинской и Нижнеамурской структурно-формационных зонах (рис. 2).

В Киселёвском блоке наблюдаются наиболее молодые, аптские, кремни океанической плиты [2, 6].

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ 19-05-000 97/19, проекта IGCP 679 «Меловая динамика и климат в Азии» и частично в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Анойкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П. Новые представления о составе, строении и возрасте Нижнеамурского фрагмента позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 60–77.
2. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 20–40.
3. Кириллова Г.Л. Модель структуры Восточно-Азиатской континентальной окраины на конвергентной границе плит: сравнительный аспект: Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина «Современное состояние наук о Земле». Москва, МГУ 1–4 февраля 2011 г. Тез. докл. С. 130–134.
4. Кириллова Г.Л., Анойкин В.И. Структура Амуро-Горинского фрагмента нижнемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // Докл. АН. 2011. Т. 436, № 1. С. 64–68.
5. Кириллова Г.Л. Типы мезозойских тектоно-стратиграфических систем, формирующихся в обстановках субдукции (на примере Приамурья): Материалы IV Всерос. конф. с междунар. участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Тез. докл. Владивосток: Дальнаука, 2018. С. 51–52.
6. Сакаи Т., Исида К., Козаи Т., Кириллова Г.Л. и др. Строение и природа позднеюрских-раннемеловых аккреционных комплексов Приамурья: Материалы совещания «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». Тез. докл. М.: ГЕОС, 2003. С. 253–255.
7. Ishida N. Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes and Upper Jurassic trench-slope basin deposits of the Southern Chichibu Terrane in the Itsuki-Gokanosho area, western Kyushu // News of Osaka Micropaleontologists (NOM). 2009. Spec. V. P. 375–403.

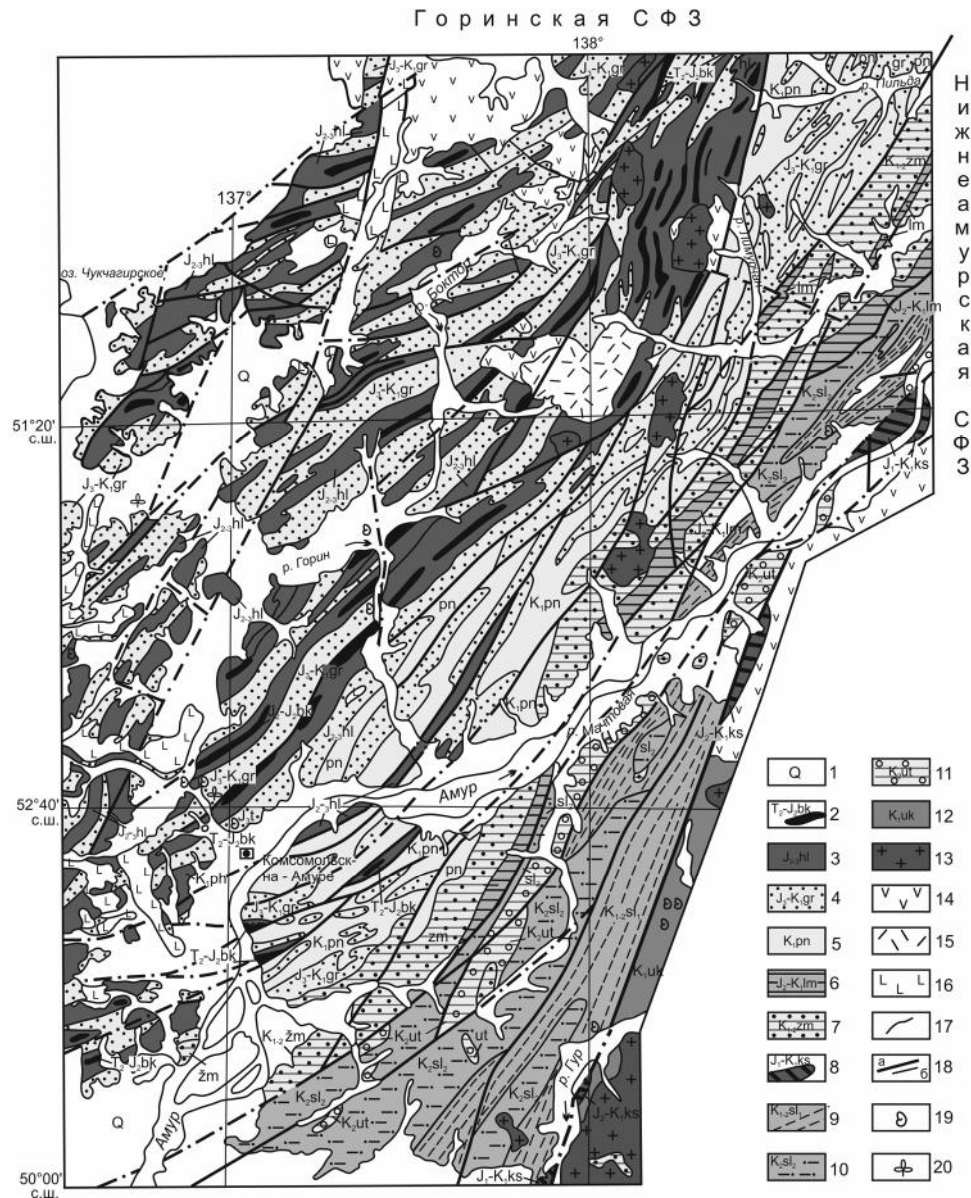


Рис. 1. Геологическая карта Амуро-Горинского фрагмента позднемезозойской Восточно-Азиатской окраины [4]: Горинская СФЗ и Нижнеамурская СФЗ (Лимурийская и Чаятынская СФПЗ).

1 – четвертичные отложения; 2 – бокторская толща; 3 – хольвасийская толща; 4 – горинская свита; 5 – пионерская свита; 6 – лимурийская толща; 7 – жорминская толща; 8 – киселевская свита; 9 – нижнесиласинская подсвита; 10 – верхнесиласинская подсвита; 11 – утицкая свита; 12 – уктурская свита; 13–15 – позднемеловые: 13 – гранитоиды, 14 – вулканиты среднего состава, 15 – вулканиты кислого состава; 16 – неоген-четвертичные базальты; 17 – границы стратонов; 18 – разломы: а) – главные, б) – второстепенные; 19 – находки фауны; 20 – находки флоры. Черный цвет – фрагменты океанической плиты; серый – кремнисто-глинистые сланцы чехла океанической плиты перед зоной субдукции и перекрывающий терригенный комплекс.

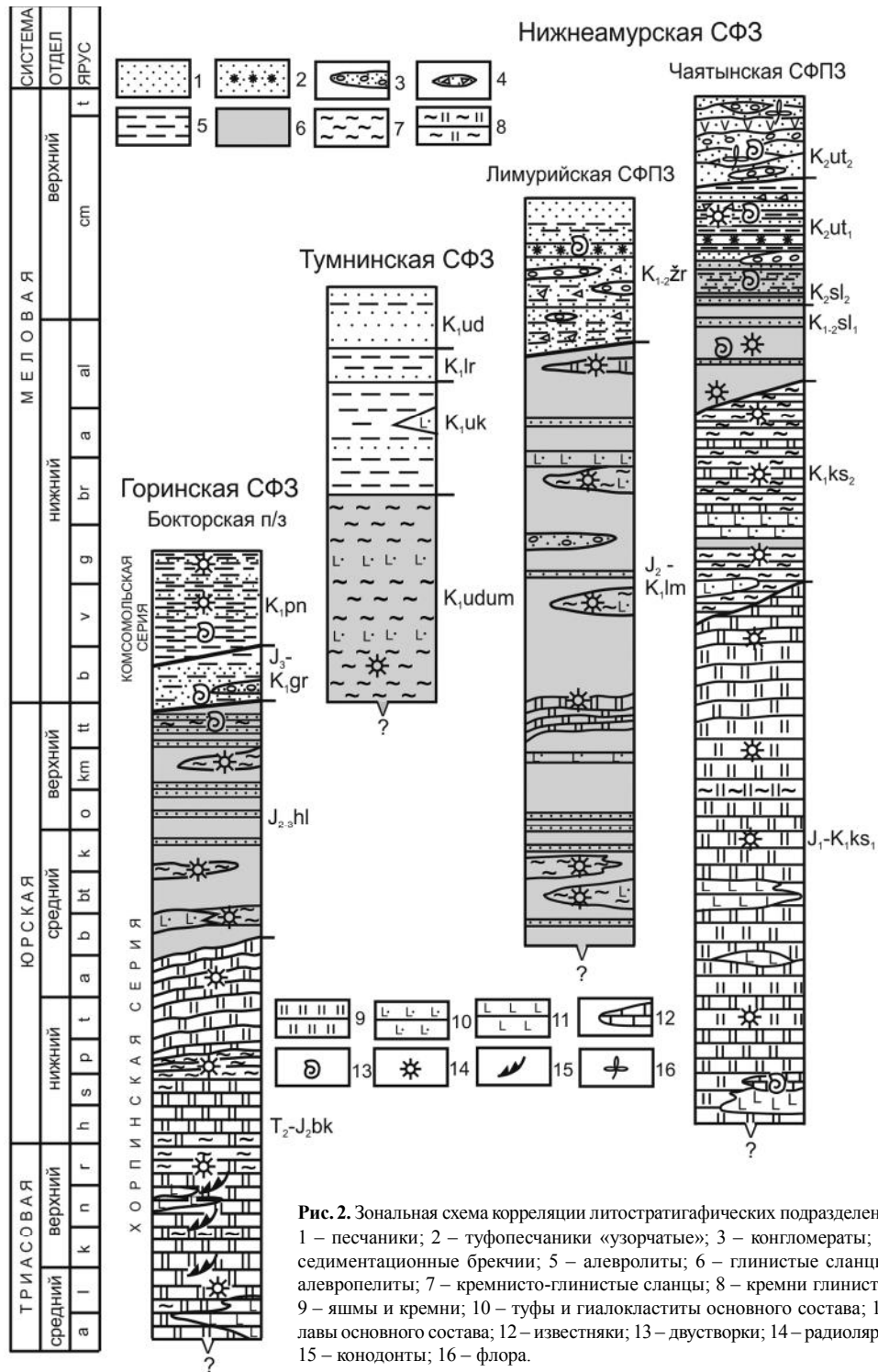


Рис. 2. Зональная схема корреляции литостратиграфических подразделений. 1 – песчаники; 2 – туфопесчаники «узорчатые»; 3 – конгломераты; 4 – седиментационные брекчи; 5 – алевриты; 6 – глинистые сланцы и алевропелиты; 7 – кремнисто-глинистые сланцы; 8 – кремни глинистые; 9 – яшмы и кремни; 10 – туфы и гиалокластиты основного состава; 11 – лавы основного состава; 12 – известняки; 13 – двустворки; 14 – радиолярии; 15 – конодонты; 16 – флора.

В.Л. Коломиец^{1,2}, Р.Ц. Будаев¹, А.В. Перевалов¹

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ И ВОЗРАСТЕ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ
ДОЛИНЫ Р. СЕЛЕНГА В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ**

¹ФГБУН Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

Одной из особенностей геолого-геоморфологического строения долины р. Селенга в пределах Западного Забайкалья является наличие высокого террасового комплекса, развитого главным образом в межгорных впадинах, которые дренирует река (сверху вниз по течению – Усть-Джидинская, Гусинозерская, Убукуно-Оронгойская, Иволгино-Удинская), а также в ее расширениях при впадении крупных боковых притоков (рр. Джиды, Чикой, Хилок и Уда). Самым высоким террасовым уровнем в этом комплексе является террасоувал 50–60 м относительной высоты. Помимо разрезов, вскрывающих его в Усть-Джидинской и Гусинозерской [1], а также Иволгино-Удинской впадинах [2], террасоувал был исследован в правом борту долины р. Селенга в 5 км ниже по течению от устья р. Чикой.

Разрез «Староселенгинск» изучен тремя отдельными горными выработками в разных по высоте частях террасоувала. Верхняя часть разреза вскрыта в 10 м ниже по вертикали от тылового шва (координаты N 51°05'43.6", E 106°41'37.2"), средняя часть уступа – ниже на 21 м от первой выработки (N 51°05'45.5", E 106°41'20.3"). В подошве (N 51°05'47.0", E 106°40'59.4") глубина задокументированной части разреза составила 10 м.

Самая верхняя часть толщи изученной мощностью 10 м представлена двумя слоями. Верхний покровный слой (глубина 0.0–4.2 м) эолово-коллювиального генезиса выполнен неслоистыми отложениями песчаного состава различной структуры, мелким щебнем хаотичного наполнения, единичными неокатанными обломками диаметром до 0.4 м и отдельными небольшой мощности прослоями дресвяно-щебнистого материала. На интервале 2.0–2.8 м в толще присутствует горизонт погребенной почвы. Нижний слой водного генезиса (4.2–10.0 м) образован в основном мелкозернистым (средневзвешенный размер частиц $x=0.21-0.26$ мм), а также мелко- и среднезернистым ($x=0.31-0.46$ мм) песками субгоризонтальной и пологонаклонной текстуры. Выдержанность структуры псаммитов нарушается отдельными тонкими прослоями гумусированных алевритов и тонкозернистых песков, линзовидными скоплениями грубо- и крупнозернисто-песчаных частиц, включениями дресвы и мелкого щебня (верх слоя), а также мелкого гравия и редкой плохо окатанной гальки в низах. Структурно-текстурные особенности отложений нижнего слоя дают основание выделить три литологические пачки.

Стандартное отклонение ($\sigma=0.10-0.83$) определяет очень хорошую, хорошую и умеренную сортированность отложений (значительный перенос в динамичной среде, способствовавшей структурированию вещества). Они несимметричны (статистический коэффициент асимметрии, $\alpha=1.03-9.87$), характерна смещенность моды в сторону крупных частиц, указывающая на относительно высокую динамику среды седиментации, значения эксцесса положительны ($\tau>0$; устойчивые неотектонические условия осадкообразования). Коэффициент вариации песков ($v=0.43-2.00$) свидетельствует о водном бассейне формирования толщи, при этом устанавливается цикличность генезиса – чередование по вертикали горизонтов речного ($v=1.08-2.00$: 1-й, интервал 4.2–5,5 м; 3-й,

6.5–6.8 м; 5-й, 7.9–10.0 м) и комплексного озерно-речного ($v=0.43–0.58$: 2-й, 5.5–6.5 м; 4-й, 6.8–7.9 м) происхождения. Палеогидрологические данные устанавливают формирование осадков крупными устойчивыми равнинными водотоками (число Фруда $Fr=0.04–0.10$) с хорошо разработанными руслами и беспрепятственным течением воды, главные параметры которых имели следующие значения – глубину 1.2–6.7 м, скорость течения 0.40–0.51 м/с, уклон продольного профиля руслового ложа 0.3–1.1 м/км и ширину палеопотока в период его наибольшего наполнения 46–349 м.

На глубине разреза 5.6–5.9 м получена радиотермолюминесцентная (РТЛ) дата $180\,000 \pm 13\,000$ лет назад (л. н.), что соотносится с границей раздела ширтинского и тазовского времени среднего неоплейстоцена.

Средняя часть разреза (высота 14.2 м, исследован интервал 8.0–14.2 м) сложена отложениями субгоризонтального и слабонаклонного залегания – от алевритисто-мелкозернистых, тонко-мелкозернистых до мелкозернистых и мелко-среднезернистых песков ($x=0.24–0.59$ мм). Присутствуют небольшие по мощности прослои и линзы отмытого зернистого песка с неокатанными и слабоокатанными обломочными частицами до 5% от общей массы. Толща довольно разнообразна – выделено 11 структурно-текстурных пачек.

Осадкам свойственна изменчивая сортировка – очень хорошая, хорошая, умеренная и умеренно-плохая ($\sigma=0.14–1.38$), наблюдается тенденция ухудшения к подошве толщи, асимметрия распределений смещена в крупнозернистую часть гранулометрического спектра ($\alpha > 0$). Эксцесс положителен и резко положителен ($\tau = 7.02–259.19$), что определяет стабильное состояние неотектонического фона. По коэффициенту вариации ($0.8 < v < 2.0$) устанавливается аллювиальный генезис толщи, кроме отдельных маломощных литологических пачек комплексного образования ($v = 0.52–0.74$, 5-я, 7-я и 9-я). Палеоводоток характеризовался как равнинным, так и полугорным типом русел ($Fr > 0.10$) с поверхностными скоростями течения 0.42–0.57 м/с, глубиной 0.7–6.8 м, уклонами продольного профиля коренного ложа 0.4–1.6 м/км и шириной палеопотока 73–336 м. Залегающий на интервале 13.2–14.2 м подошвенный слой образовался в неаллювиальных условиях ($v > 2.0$).

Время образования данной части осадочной толщи – $540\,000 \pm 40\,000$ л. н. (глубина 9.0–9.2 м), что сопоставимо с тильгемской эпохой раннего неоплейстоцена.

Нижняя толща вскрытой мощностью 5.3 м имеет весьма однородное строение – полным преимуществом пользуются хорошо отмытые мелкозернистые пески ($x=0.2–0.3$ мм) с долей этой размерности 70–82% от общей массы породы. Слоистость субгоризонтальная, только на двух последних метрах она имеет слабый наклон в 4–6°. Монотонность осадков определяет и небольшое количество литологических пачек – 4. Сортировка – совершенная, очень хорошая и хорошая ($\sigma = 0.08–0.33$). Они модально смещены в сторону крупных частиц ($\alpha = 0.63–8.35$), имеют плюсовой эксцесс ($\tau > 0$; устойчивый характер протекания процессов эндогенеза). Коэффициент вариации устанавливает совмещенный, аллювиально-озерный генезис ($0.4 < v < 0.8$) за исключением 3-й литологической пачки ($v > 0.8$) и некоторых слоев мощностью до 0.5 м из 1-й и 2-й литологических пачек озерного генезиса ($v < 0.4$). Аккумуляция происходила в обстановке проточного озеровидного водоема с глубинами 1–2 м. Материал в осадочный бассейн привносился палеопотоками равнинного типа. РТЛ-дату получить не удалось, образец, скорее всего, древнее эталона в 1 млн лет.

Следовательно, разрез «Староселенгинск» (50–60-метровый террасовал р. Селенга), сложен субгоризонтально-, реже наклонно-слоистыми средне- и мелкозернистыми песчаными отложениями с отдельными прослоями и линзами более зернистых частиц и

грубообломочных включений. Генезис толщи – аквальный с чередованием по вертикали преимущественно речных (верхняя и средняя толщи) и комплексных аллювиально-озерных (нижняя толщина) обстановок аккумуляции осадков. Время образования осадочной толщи – ранний-средний неоплейстоцен.

Разрез «Болдок» (40-метровая аккумулятивная терраса на правом берегу р. Селенга в пределах Убур-Дзакройского структурного понижения Усть-Джидинской впадины, координаты: N 50°42'31.3", E 106°18'34.3") сложен преимущественно песками различной структуры с прослоями псефитового материала субгоризонтального, наклонного залегания аквального генезиса (комплексная лимно-аллювиальная среда седиментации) и подстилающими галечниками мощностью до 6 м. С глубины разреза 14.8–15.2 м получена РТЛ-дата 273 000±20 000 л. н., соответствующая тобольскому времени среднего неоплейстоцена, а с интервала 24.25–24.7 м – 407 000±41 000 л. н., (низямское время нижнего неоплейстоцена).

Разрез «Вознесенка» (35–40-метровая надпойменная аккумулятивная терраса р. Селенга на юго-востоке Иволгино-Удинской впадины, координаты: N 51°42'19.4", E 107°28'52.9") выполнен песками тонкообломочной структуры, имеющими ритмично-слоистую субгоризонтально-слабонаклонную текстуру. Среда седиментации – озеровидный неглубокий проточный водоем с привносом материала речными палеоводотоками равнинного и полугорного типов. Определено время формирования осадочной толщи террасы на разных глубинах: 1.1–1.6 м – 160 000±11 000 л. н., 12.3–12.6 м – 173 000±12 000, 16.0–16.4 м – 180 000±11 000 л. н. Все РТЛ-даты относятся ко второй половине среднего плейстоцена (ширтинско-тазовское время).

Низкая терраса р. Оронгой высотой 20 м (левый приток Селенги, Убукуно-Оронгойская впадина, координаты: N 51°31'58.5", E 106°58'30.5") сформирована крупно-средне-мелкозернистыми песками с добавлением алевритовых частиц и мелкого гравия. Средой их седиментации являлся неглубокий – до 4.5 м – озерный водоем. Время накопления средней части террасы по РТЛ-датированию – 38 000±4000 лет (каргинское время позднего неоплейстоцена)[3].

Таким образом, новые РТЛ-даты подтверждают ранее высказанные предположения о времени формирования террасового комплекса долины р. Селенга – высокого в раннем-среднем, а низкого – в позднем неоплейстоцене [4, 5].

Литература

1. Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Буянов А.В. Происхождение осадочных отложений высоких террасоувалов р. Селенга в Усть-Джидинской и Гусиноозерской впадинах Западного Забайкалья // Геология и окружающая среда. 2017. Т. 1, №1. С. 27–40.
2. Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Литогенетические особенности формирования осадочной толщи стратотипа кривоярской свиты (Западное Забайкалье) // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания (Санкт-Петербург, 25–29 сентября 2012 г.). В 2-х т. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2012. Т. I. С. 202–204.
3. Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Палеообстановки седиментации четвертичных осадков Убукуно-Оронгойской впадины (Западное Забайкалье) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). В 3 т. / Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. II. С. 38–42.
4. Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1986. 184 с.
5. Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.

В.В. Крапивенцева¹, В.И. Вялов²

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И ДРУГИХ РЕДКИХ И ЦЕННЫХ
ЭЛЕМЕНТОВ МЕТАЛЛОВ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ УШУМУНСКОГО
БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО
БАССЕЙНА**

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

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург

Во ВСЕГЕИ по результатам изучения металлоносности угольных месторождений в Дальневосточном федеральном округе России, включая месторождения бурых углей Приамурья и Приморья, установлено наличие новой нетрадиционной минерально-сырьевой базы (МСБ) редких металлов [1–3, 6 и др.].

Наряду с установлением общих закономерностей размещения редких и др. металлов в этом регионе и, в частности, в буроугольных месторождениях Среднеамурского осадочного бассейна [4], ряд вопросов по их распределению в стратиграфическом разрезе по отдельным Пластам и Залежам, по группам зольности углей, а также по установлению их содержаний по отношению к кларкам элементов-примесей для бурых углей, т. е. по определению их кларков концентраций [по 7], остались нерешенными. В данной работе приводятся результаты исследования такого рода на примере изучения бурых углей и вмещающих их пород Ушумунского месторождения.

По средним данным, определенные в золе олигоценых углей верхнечернореченской подсвиты высокие содержания и их надкларковые концентрации (КК) при сорбционном типе накопления имеют Sr (4.1), Cs (3.9) и особенно W (39.7) с максимальным содержанием вольфрама до 582 г/т, а в золе углей миоценовой ушумунской свиты – только Cs (3.8) и W (5.1) (табл.). С сорбционным типом накопления в олигоценых углях* высокие надкларковые концентрации характерны для Ge* (6.1) и Sb* (12.3), а в миоценовых углях – только для Sb (4.3), но в меньшей концентрации, чем в олигоцене.

Для терригенного типа накопления металлов в этих углях несколько повышенные содержания, и соответственно КК, установлены для Co* (2.2) и Ag* (2.4). Более высокие КК (и содержания) отмечены и в миоценовых углях при этом же типе накопления для Li* (КК 2.37), Sc* (1.7), Ga* (7.1) и Hg* (1.7) (табл.). При терригенном типе накопления, определенные в золе углей, высокие КК и содержания имеют в углях: Rb (КК 2.5), Zr (1.9). Для пород олигодена (по скв. 1180) повышенные КК установлены для Zn (2.7), Ag (2.8), Cs (2.3), Hg (2), а для пород (в основном глины) миоценового возраста (по скв. 1138) – для Li (1.9), Sc (1.5), Rb (1.5), Nb (1.9). Содержания W к его КК равны для пород олигодена и миоцено (4.6), но существенно меньше, чем в олигоценых углях (табл.).

По разрезам угленосных отложений олигоценовой чернореченской (по скв. 1180) и миоценовой ушумунской (по скв. 1138) свит, редкоземельные элементы (РЗЭ), определённые в золе углей, как и другие ценные элементы-примеси металлов, распределены неравномерно [3].

Содержания РЗЭ в углях верхнечернореченской подсвиты отличаются повышенными значениями, как и те редкие элементы металлов, накопление которых обусловлено их сорбционным накоплением на органическом веществе.

Наибольшие содержания и уровни их концентраций (КК) установлены для групп малозольных и в несколько меньшей степени – для средnezольных углей, что обуслов-

Таблица. Средние содержания (г/т) металлов в углях*, золе углей, породах олигоценовой чернореченской (по скв. 1180) и миоценовой ушумунской (по скв. 1138) свит Ушумунского бурогоугольного месторождения и их кларки концентраций (КК) по данным В.В. Крапивенцевой и В.И. Вялова, 2019 г.

Металлы	Кларк [7]	В углях* и золе углей				В породах				Миним. промыш. содерж. (г/т) в угле*/золе углей		
		A ^d - 9.73-45%		A ^d - 6.58-45%		A ^d - 73.7-81.1		A ^d - 65.1-95.6		Вялов В.И. и др. [1]	Ценные и токсичные элементы ... [5]	
		Скв. 1180 (P ₃ čr) (16 проб)	КК	Скв. 1138 (N ₁ uš) (16 проб)	КК	Кларк [7]	Скв. 1180 (P ₃ čr) (6 проб)	КК	Скв. 1138 (N ₁ uš) (54 пробы)			КК
Li*	10	14.3	1.43	23.7	2.37	33	49.3	1.5	62.7	1.9	-	35 / 175
Be	6.7	10.3	1.5	8.0	1.2	1.9	2.4	1.3	2.6	1.4	•7.2/36	5 / 20
Se*	4.1	5.9	1.4	7.1	1.7	9.6	8.9	0.9	14.4	1.5	- / 10.5	10 / 50
V	140	158.3	1.1	215.3	1.5	91	50.4	0.5	93.0	1.0	•22-45/224	100 / 500
Cr	82	-	-	124.4	1.5	58	-	-	49.7	0.8	-	1400 / 7000
Co*	4.2	9.1	2.2	4.6	1.1	14	12.2	0.9	8.0	0.6	-	20 / 100
Ni*	9.0	14.9	1.6	13.9	1.5	37	28.1	0.7	28.8	0.8	-	100 / 500
Cu*	15	24.5	1.6	13.5	0.9	31	28.0	0.9	32.0	1.0	•10-20 / 100	100 / 500
Zn*	18	11.3	0.6	20.5	1.1	43	116.7	2.7	58.9	1.4	•50-100 / 500	400 / 2000
Ga*	5.5	7.8	1.4	39.2	7.1	12	22.6	1.9	-	-	•~5 / 20-50	20 / 100
Ge*	2.0	12.3	6.1	1.3	0.6	1.4	4.6	3.3	-	-	10-50 / -	30 / 150
Rb	48	91.8	1.9	120.6	2.5	94	107.4	1.1	140.0	1.5	•~7 / 71.4	35 / 175
Sr	740	3072	4.1	595.1	0.8	270	112.3	0.4	133.0	0.5	•67-132 / 675	400 / 2000
Zr	190	193.3	1.0	368.7	1.9	170	164.8	0.9	191.1	1.1	•67-134 / 670	120 / 600
Nb	18	21.9	1.2	29.4	1.6	7.6	10.9	1.4	14.3	1.9	•7-14 / 70	10 / 50
Mo	15	9.8	0.6	8.0	0.5	1.5	1.9	1.2	1.4	0.9	•10-20 / 100	6 / 30
Ag*	0.09	0.22	2.4	0.06	0.7	0.12	0.34	2.8	0.1	0.8	- / 0.2-10	1 / 5
Cd*	0.24	0.11	0.5	0.15	0.6	0.8	0.19	0.2	-	-	- / 10	1 / 5
Sb*	0.84	10.3	12.3	3.6	4.3	1.2	4.1	3.4	-	-	•6 / 30	30 / 150
Cs	5.2	20.6	3.9	19.7	3.8	7.7	17.6	2.3	15.1	1.9	- / 2.5	30 / 150
Hf	7.5	5.1	0.7	8.6	1.1	3.9	4.4	1.1	5.0	1.3	•2.3-4.6 / 23	5 / 25
Ta	1.4	0.8	0.6	1.6	1.1	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	-	1 / 5
W	6	238.5	39.7	30.9	5.1	2.0	9.2	4.6	9.3	4.6	- / 35	30 / 150
Pb	38	90.8	2.4	11.5	0.3	12	54.9	4.6	-	-	•90-180 / 900	240 / 1200
Y	44	76.8	1.7	57.1	1.3	29	27.1	0.9	24.5	0.8	-	15 / 75
Hg*	0.1	0.03	0.3	0.17	1.7	0.068	0.14	2.0	0.1	1.5	•0.28-0.56 / 2.8	1 / 5
Re*	-	0.005	-	0.005	-	-	0.005	-	0.005	-	0.008 / 0.045	0.1 / 0.5
Сумма PЗЭ+Y		727		497			239		218		•34-68 / 340-400	-

Примечание: * Содержания (г/т) в углях;

• Содержания (г/т) в угле при зольности 10–20 %.

лено в основном их сорбционным накоплением. Среднее содержание их составляет в сумме (PЗЭ+Y) в олигоценовых углях 727 г/т (КК-2), а в миоценовых ~ 497 г/т (КК-1.4). Для легких лантаноидов олигоценовых углей их содержания изменяются от 120 г/т (для Се при КК-2.4) до 58 г/т (для Рг при КК-2.2). Общее их содержание составляет 568 г/т, т. е. 78 % от суммы всех PЗЭ+Y, а в миоценовых углях (по золе) – 380 г/т (76 %) при КК-1.5. Средние и тяжелые лантаноиды в них имеют околокларковые КК (от 1.1 до 2.2), а в золе миоценовых углей – более низкие содержания и в основном нижекларковые концентрации.

Отмеченная разница в содержаниях и КК редких и ценных металлов в миоценовых и олигоценовых углях и породах Ушумунского месторождения обусловлена несколько различными условиями осадко- и угленакопления в олигоцене и миоцене [4, 6], а также близостью (около 300 м) расположения изученных олигоценовых углей (по скв. 1180) к области сноса, которой являлись верхнемеловые вулканиты набатовской толщи и палеозойские гранитоиды, развитые вдоль западной окраины Ушумунского прогиба [3, 4, 6 и др.]. Миоценовые угли и породы ушумунской свиты, изученные по скв. 1138, располагаются на расстоянии около 2 км от этой области сноса, а областью питания для них являлись также и более древние (пермские и триасовые) осадочные отложения, развитые на хребтах Ульдура и Чурки к востоку от месторождения [4].

Литература

1. Вялов В.И., Кузванова Е.В., Олейникова Г.А., Ключарев Д.С. Оценка ресурсного потенциала редкометалльно-угольных месторождений Приморья // Литология и геология горючих ископаемых: межвуз. науч. темат. сб. / редкол.: Алексеев В.П. (отв. ред.) и др. Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного ун-та, 2010. Вып. IV (20). С. 169–181.
2. Вялов В.И., Неженский И.А., Балаханова А.С., Шишов Е.П. (ФГУП «ВСЕГЕИ»). Повышение инвестиционной привлекательности неликвидных месторождений топливно-энергетического сырья Российской Федерации за счет содержащихся в них редких металлов // Разведка и охрана недр. 2014. № 9. С. 18–20.
3. Крапивенцева В.В., Вялов В.И., Наставкин А.В., Чернышев А.А., Шарова Т.В. Состав и распределение редкоземельных элементов в углях и углистых глинах Ушумунского буроугольного месторождения в Бирофельдском грабене Среднеамурского осадочного бассейна и оценка их промышленного потенциала // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения: материалы Всерос. конф., 13-15 сентября 2016, г. Хабаровск / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2016. С. 301–304.
4. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. Авторы: Г.Л. Кириллова, В.Г. Варнавский, Б.А. Натальин 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).
5. Ценные и токсичные элементы в товарных углях России: Справочник. М.: Недра, 1996. 238 с.
6. Шишов Е.П., Чернышев А.А. Металлоносность бурых углей Средне-Амурской угленосной площади // Регион. геология и металлогения. 2017. № 69. С. 96–105.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях // Екатеринбург: УрО РАН. 2006. 538 с.

В.Е. Кузнецов

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ АЛДАНО-МАЙСКОЙ И КУЮМБИНСКОЙ РИФТОВЫХ ЗОН СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

АО Росгеология Дальневосточное производственное геологическое объединение, г. Хабаровск

Одной из наиболее перспективных и наименее изученных в нефтегазоносном отношении территорий российского Дальнего Востока является расположенный на границе республики Саха (Якутия) и Хабаровского края Алдано-Майский осадочный бассейн.

В одной из наших работ [1] обращалось внимание на черты сходства, преимущественно принципиального характера, в геологическом строении Алдано-Майского осадочного бассейна с образованиями Камовского свода Байкитской антеклизы, расположенного на западной окраине Северо-Азиатского кратона [по 5]. Важнейшим этапом развития этих территорий, стал рифейский рифтогенный этап, ознаменовавшийся накоплением мощной толщи терригенно-карбонатного, преимущественно доломитового продуктивного комплекса. В предвендское время обе эти территории испытали активизацию, дислоцированный рифей был частично эродирован и в дальнейшем перекрыт венд-кембрийскими образованиями плитного комплекса. В ряде случаев налегающего на сформировавшиеся в зоне несогласия коры выветривания.

В 70–90-х годах в пределах Камовского сводового поднятия Байкитской антеклизы в корях выветривания зоны структурного несогласия была выявлена уникальная массивная нефтегазоконденсатная залежь (Юрубчено-Тохомская зона нефтегазонакопления). В соответствии с современным уровнем изученности площади на балансовом учёте по этой до конца не оценённой структуре состоит свыше 800 млн т нефти и свыше 600 млрд м³ углеводородного газа.

В пределах Алдано-Майского бассейна промышленных залежей пока не выявлено, но в поле распространения рифейских отложений отмечается широкое развитие поверхностных нефтепроявлений. Если исходить из того, что нефтью флюидные массы становятся, лишь в процессе эволюции углеводородов непосредственно в залежи, наличие проявлений зрелой нефти указывает на наличие в рифейском разрезе первичных залежей. Как и в пределах Камовского свода в разрезе рифейских образований Алдано-Майского бассейна установлено наличие кор выветривания. В том числе на границе с вендом.

Изначально источник углеводородов Юрубчено-Тохомской зоны нами традиционно рассматривался с позиций литолого-миграционной модели, однако, в работах А.Е. Лукина, В.В. Донцова, а также в публикациях В.В. Харахинова приводятся сведения о том, что породы продуктивного комплекса ЮТЗ несут признаки взаимодействия с флюидными системами глубинного коромантийного тепломассопереноса. В частности, в породах ЮТЗ присутствуют микрочастицы самородных металлов и интерметаллических соединений. Глубинный тепломассоперенос В.В. Харахиновым связывается с проницаемыми зонами Куюмбинского рифта [2]. В таком случае нефтегазонакопление Юрубчено-Тохомской зоны может рассматриваться также в рамках глубинно-фильтрационной модели А.Е. Лукина. Учитывая развитие рифейских рифтогенных структур в Алдано-Майском бассейне, в частности Юдомо-Майский авлакоген, данное направление исследований, вероятно, является актуальным и для этой территории.

В данном случае, представляется необходимым рассмотреть глубинное строение обеих территорий с позиции сравнительного сопоставления глубинных неоднородностей продуктивной Юрубчено-Тохомской зоны Камовского свода и пока ещё недостаточно изученной территории Алдано-Майского бассейна.

Обе рассматриваемые территории располагаются в краевых частях кратона в зоне сочленения с активизированным обрамлением. По данным SAB GEOSOFT, полученным на основе данных аномального гравитационного поля в редукции Фая, раздел Мохо для литосферы Байкитской антеклизы и Алдано-Майского бассейна характеризуется сложным контрастным рельефом с развитием высокоамплитудных градиентных зон. Амплитуда дислокаций раздела M_0 в пределах сегмента литосферы Байкитской антеклизы и её ближайшего обрамления имеет размах от 39 до 45 км. Для рельефа поверхности мантии здесь более характерны брахиформы, менее выражены линейные структуры. Камовский свод, включая ЮТЗ приурочен к линейной апофизе высокоамплитудного поднятия Мохо (меридионального простирания) с контрастными градиентами в интервале глубин 40–43 км по краям структуры. Для сегмента Алдано-Майского бассейна амплитуда дислокаций раздела M_0 варьирует в пределах 36–45 км. Более характерно развитие линейных форм меридионального простирания.

Для Байкитской антеклизы указанные параметры Мохо подтверждаются материалами ГСЗ. По данным Н.К. Булина и А.В. Егоркина [3], полученным при интерпретации материалов глубинного геотраверса Кяхта – п-ов Ямал, который охарактеризовал строение литосферы на глубину свыше 100 км, область продуктивных земель, в том числе ЮТЗ проецируется на залегающую в интервале глубин 46–105 км область низкоскоростной мантии. Низкоскоростные структуры прослеживаются практически до поверхности фундамента. Сейсмически разрез коры здесь неоднороден. Он характеризуется мозаикой кластеров 6.2–6.4 км/с, с астенолинзами, где скорость V_p составляет порядка 5.9 км/с. Более отчетливо выделяется кровля нижней коры характеризующейся скоростями V_p 7.1–1.5 км/с. Переход в мантию достаточно контрастный (V_p – 8.4 км/с).

Глубинное строение земной коры в контуре Алдано-Майского бассейна охарактеризовано интервалом геотраверса 3-ДВ 1100–1700 км (Хандыга) [4]. Профиль пересекает бассейн на широте пос. Хандыга. В рассматриваемом интервале на основе проведенных исследований выявлена сложная динамичная структура земной коры. Залегание поверхности Мохоровичича в пределах кратона характеризуется глубинами 40–50 км с воздыманием в пределах Приверхоянского прогиба до 25–35 км и далее резким погружением до 60 км в зоне Сете-Дабанской складчатости. Структура разреза отражает выраженный характер широтного сжатия. Структура разреза сегментирована. Авторы также выделяют обширные области мантийной термофлюидной проработки корового разреза, что сближает в геодинамическом отношении обе рассматриваемые территории. Выполненный анализ глубинной информации свидетельствует о существенном сходстве рассмотренных территорий в геодинамическом отношении, что существенно повышает статус Алдано-Майского бассейна в качестве объекта прогноза промышленной нефтегазоносности.

Литература

1. Кузнецов В.Е., Варнавский В.Г. Венд-рифейские комплексы Алдано-Майского осадочного бассейна и Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции (Юго-восток и юго-запад Северо-Азиатского кратона): сравнительный анализ, нефтегазоносность // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 1. С. 22–36
2. Нефтегазоносность докембрийских толщ Куломбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазоаккумуляции. Харахинов В.В., Шленкин С.И., Зеренинов В.А. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2001. Т. 6, № 1. С. 1–30
3. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. Булин Н.К., Егоркин А.В. М, Центр «ГЕОН», 2000, с. 194
4. Создание опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Северо-восточный участок) Сальников А.С., Старосельцев В.С., Соболев П.Н. и др., 2014 г. (ф).
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. Ред. Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

С.А. Медведева**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ
БАСЕЙНА Р. ЛИМУРИ (ГОРИНСКАЯ ПОДЗОНА БАДЖАЛО-ГОРИНСКОЙ
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ)**

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

Редкоземельные элементы (РЗЭ) интересны при изучении осадочных бассейнов поскольку характер их распределения мало изменяется в процессах седиментации. Эта особенность позволяет использовать РЗЭ для реконструкций обстановок геологического прошлого. Опробование проводилось в бассейне рек Лимури и Пильда. В работе рассмотрены содержания среднеюрско-раннемеловых песчаников и алевропелитов междуречья Пильда-Лимури.

По структурному положению юрско-меловые осадочные образования района исследования относятся к Баджало-Горинской структурно-формационной зоне [1]. Они представлены среднеюрской ульбинской свитой (J_2ul), средне-позднеюрской лимурчанской толщей ($J_{2-3}lm$), позднеюрской силинской (J_3sl), раннемеловыми (берриас-валанжин) горинской (K_1gr) и пионерской (K_1pn) свитами. Ульбинская свита - алевролиты, аргиллиты, песчаники, редко кремнисто-глинистые и кремнистые породы, базальты, туфы основного состава, туфопесчаники. Лимурчанская толща - алевролиты, аргиллиты, прослои и линзы песчаников, базальтов, туфов основного состава, иногда кремнистых пород и мергелистых известняков. Силинская свита - песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, седиментационные брекчии. Горинская свита - песчаники, реже алевролиты, линзы конгломератов, гравелитов, седиментационных брекчий. Пионерская свита – алевролиты, аргиллиты, песчаники, пачки их переслаивания.

Песчаники состоят из угловатых, реже слабоокатанных обломков кварца, полевых шпатов, пород и слюд. Они относятся к полевошпатовым грауваккам, реже к граувакковым аркозам.

Определены содержания четырнадцати РЗЭ. Количество РЗЭ в пробах определялось методом спектрального анализа в аргоновой плазме, на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США) в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН. Чувствительность определений до 10^{-9} г/л. Разложение проб выполнено кислотно-микроволновом методом в автоматической системе пробоподготовки Multiwave 3000 (аналитики Д.В. Авдеев, В.Е. Зазулина).

Сумма РЗЭ составляет в песчаных породах (31 проба) от 81 до 147–150 г/т (единичная проба 181 г/т). Отмечена тенденция уменьшения суммы РЗЭ в более молодых меловых песчаниках (81–150 г/т, единичная проба 181 г/т) по сравнению с юрскими (103–150.4 г/т).

Сумма РЗЭ в алевролитах (44 пробы): ульбинская свита J_2ul – (38–257 г/т), лимурчанская толща (120–181), силинская свита J_3sl – (165–216 г/т), горинская+пионерская свиты K_1gr+pn – (147–172 г/т). Наибольший разброс наблюдается в алевролитах ульбинской свиты (38–257 г/т), причем эти единичные содержания зафиксированы в соседних пробах, отобранных в непосредственной близости друг от друга (из полотна горной выработки – траншеи). Содержания РЗЭ в песчаниках сопоставимы с таковыми в алевропесчаниках Русской платформы – 140.3 г/т, в большинстве проанализированных проб алевролитов содержания РЗЭ меньше чем в постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS – 184.8 г/т).

В песчаниках сумма РЗЭ в целом ниже, чем в алевролитах, и подтверждает тезис о том, что в терригенных породах содержания РЗЭ уменьшаются с увеличением зернистости пород. Но в трех пробах алевролитов силинской свиты сумма РЗЭ сравнима с таковой наиболее бедных песчаников горинской свиты и составляет 83–104 г/т. Причина заключается в значительной окварцованности опробованных алевролитов, поскольку содержания РЗЭ в кварце весьма малы.

Отношение суммы ЛРЗЭ к сумме ТРЗЭ может служить показателем состава пород областей сноса. Значения ЛРЗЭ/ТРЗЭ выше 8 отвечают кислому составу эродируемых пород [2], следовательно, источником для образования проанализированных пород (ЛРЗЭ/ТРЗЭ от 8.5 до 13.2 в песчаниках, от 8.2 до 11.3 в алевролитах) служили породы кислого состава.

Значительная европиевая аномалия (0.5–0.69 в песчаниках, 0.48–0.62 в алевролитах) также свидетельствует о кислом составе пород областей сноса.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 19-05-00097.

Литература

1. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1: 200 000. Лист М-54-І. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 185 с.
2. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Перевод с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.

С.А. Медведева

РЕКОНСТРУКЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО КЛИМАТА НА ОСНОВЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

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

Имея данные о валовом химическом составе терригенных пород (литохимические данные) можно относительно быстро получить информацию о палеоклимате. Горные породы подвергаются выветриванию, степень и характер которого в немалой степени зависит от климата. Во влажном теплом климате и при относительно выровненном рельефе преобладает химическое выветривание над физическим.

Количественной характеристикой процессов выветривания служит величина индекса химического изменения $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$, где CaO^* – количество CaO в силикатной части породы [3]. Чем выше значение этого параметра, тем сильнее проявлено химическое выветривание, следовательно палеоклимат был теплее. Значение CIA примерно 70–75 в глинистых сланцах – это граница холодного и теплого климатов.

Мезозойская осадочная толща западного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами с подчиненным количеством конгломератов, гравелитов, туфогенных и известковистых разновидностей вышеперечисленных терригенных пород, туфов.

Рассмотрены результаты валового химического анализа алевропелитов, отобранных нами в бассейнах Усури и Амура. Также использованы опубликованные данные А.Н. Филиппова [2]. Из совокупности данных были составлены выборки по двум возрастам (поздняя юра-валанжин, апт-альб) и по местонахождению отобранных образцов (юг, север).

Затем нами были рассчитаны и оценены значения CIA . Полученные цифры (от 53–57 до 72–74) показывают слабое химическое выветривание позднемезозойских

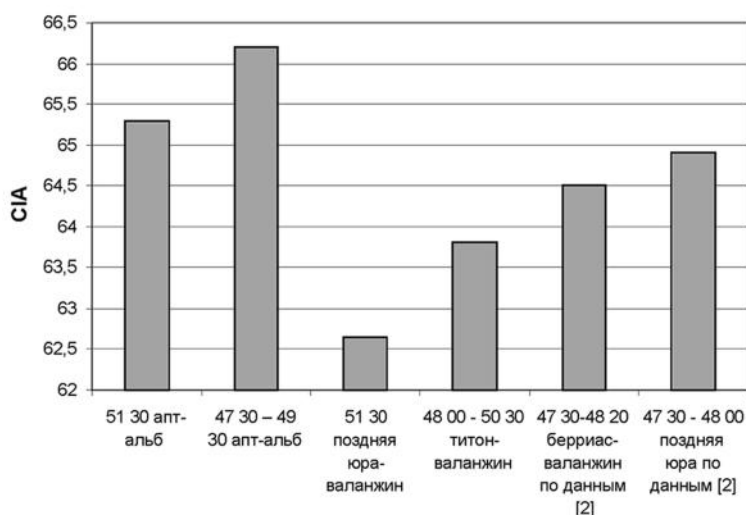


Рис. Гистограмма значений CIA в мезозойских алевропелитах.

алевропелитов. Это свидетельствует о преобладании физического выветривания, что может характеризовать расчлененный гористый рельеф прилегающей суши и умеренно холодный климат. Попытка проследить относительное изменение климата показала следующее. По значениям CIA более теплый климат фиксируется в поздней юре, затем относительное похолодание в берриасе-валанжине, а в апте-альбе происходит некоторое потепление по сравнению с титон-валанжинским временем.

С юга (от бассейна р.Бикин, 47°30' с.ш.) на север (до бассейна р. Лимури, 51°30' с.ш.) происходит небольшое уменьшение средних значений CIA в титон-валанжинских алевропелитах от 64.9 до 62.7, в альб-сеноманских от 66.2 до 65.3 (рисунок).

Рисунок отображает тенденцию относительного похолодания в широтном направлении для обоих возрастных интервалов; с юга на север уменьшаются значения CIA (справа налево). Но желательна проверка с привлечением бóльшего количества фактического материала.

При интерпретации значений CIA для реконструкции палеоклимата нужно учитывать, что кроме климата на степень изменения пород влияют такие взаимосвязанные факторы как рельеф и тектонические обстановки. В горных расчлененных системах даже при теплом влажном климате может преобладать физическое выветривание.

Литература

1. 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). *Авторы:* Г.Л. Кириллова, В.Г. Варнавский, Б.А. Натальин, Е.П. Развозжаева, Т.А. Рязанова, С.А. Медведева, В.В. Крапивенцева, Т.В. Климовская, В.А. Бормотов, Т.В. Меркулова, В.Б. Каплун, Ю.Ф. Манилов, П.Ю. Горнов, С.А. Алексеенко.
2. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1990. 143 с.
3. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

А.И. Обжиров, Ю.А. Телегин, Р.Б. Шакиров

ИСТОЧНИКИ ПОТОКОВ ГАЗОВ И ГАЗОГИДРАТОВ В ОХОТСКОМ МОРЕ

ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Введение

Благодаря многолетним комплексным исследованиям в Охотском и Японском морях выяснилась очень важная закономерность. Потоки пузырей метана и газогидраты в основном приурочены к зонам разломов. Причем, выяснено, что с 1988 года в Охотском море стала увеличиваться сейсмо-тектоническая активность [3]. Результаты исследования показали, что сейсмическая активность возросла до 1998 года и в этот период произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение в 1995 году. Затем сейсмическая активность то возросла, то стабилизировалась, но общий фон сейсмичности увеличивался, как в Охотском, так и в других морях Дальневосточного региона. Особенно сильные землетрясения магнитудой около 7–8 по шкале Рихтера произошли в районе г.Невельск, 2007 г., Японское море и в районе г.Тахото, АЭС Фукусима, 2011 г. на побережье Тихого океана Японии, которое сопровождалось катастрофическим цунами. В чем важность этой закономерности. Зоны разломов являются путями миграции газа из недр Земли к поверхности [4]. Сейсмическая активизация расширяла трещины зоны разломов что способствовало увеличению поступления газа (метана) из недр к поверхности. При наличии в осадочных отложениях нефтегазосодержащих пород, они являются источниками метана, который по зонам разломов мигрирует к поверхности дна. При этом, в зоне стабильности газогидратов, при низкой температуре и высоком давлении на глубинах моря более 400 м в донных осадках формируются газогидраты.

Метод и результаты исследований

В результате совместного использования геологических, геофизических, гидроакустических и газогеохимических исследований были обнаружены аномальные газогеохимические поля [1] и в 1988 году был обнаружен первый поток пузырей метана из донных отложений в воду на Сахалинском склоне Охотского моря, на глубине моря 700 м. Затем с каждым годом открывались новые потоки метана, к 2015 году их количество достигло 700, причем как правило, дно в районе выходов пузырей метана нарушено (рис.).

Каждый год в Охотском, а с 2012 года в Охотском и Японском морях, выполнялись международные экспедиции, в которых использовался следующий комплекс исследований: 1) Гидроакустический метод позволял искать потоки пузырей метана и обнаруживать изменения поверхности дна; 2) Высокочастотная сейсмическая съемка (спаркер) способствовала изучению геологических структур до глубины 100–150 м от поверхности дна в районе потоков метана и газогидратов; 3) Газогеохимические измерения толщи воды и донных осадков позволяли оценить источники потока пузырей метана и участие газовой составляющей в геологических, биологических, экологических и инженерно-геологических процессах; 4) Батиметрическая съемка обнаруживала неровности поверхности дна. 5) Сонарная съемка сканировала дно и выявляла мелкие неровности дна, которые формируются в районе потоков газа, газогидратов и зон разломов.

В результате выполнения комплекса исследований было обнаружено следующее:

1. Поверхность дна нарушается в районе потока пузырей метана. Во-первых, на поверхности дна образуются ямы и бугры высотой и глубиной около 10–20 м (относи-

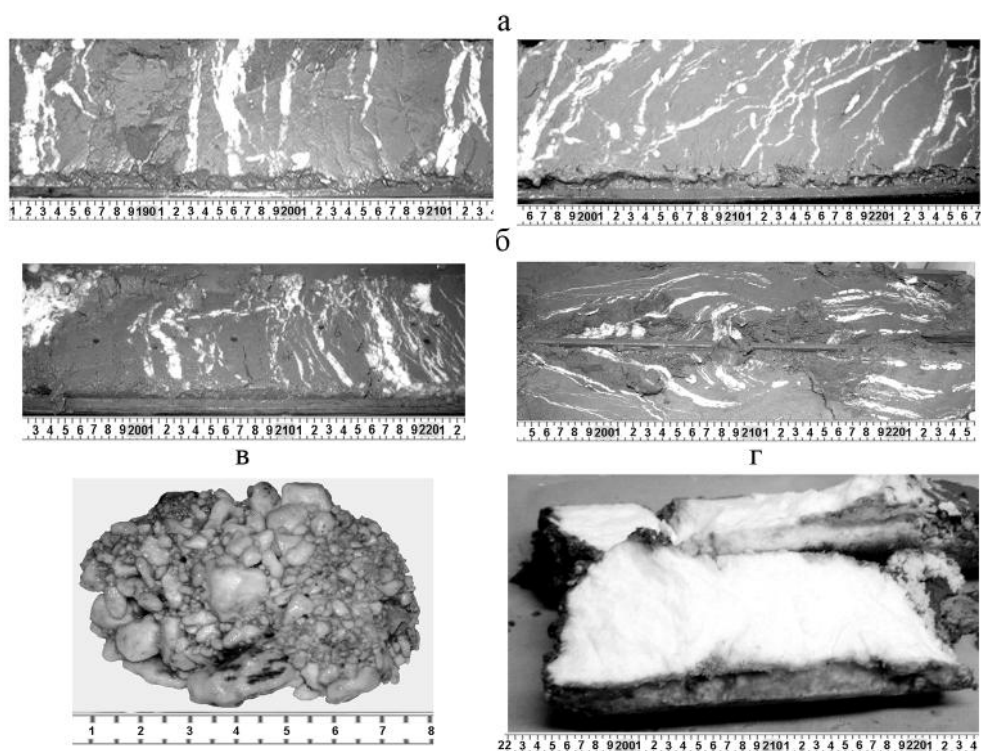


Рис. Морфология газогидратов (белые слои, 1а,1б,1в) в приповерхностных слоях донных осадков на Сахалинском северо-восточном склоне Охотского моря. 1г- толщина слоя газогидрата = 35 см.

тельно линии поверхности дна). Диаметр таких нарушений дна достигает 500–1000 м. В районе потоков пузырей газа с аномальным содержанием метана и изменением поверхности дна обнаружены газогидраты (рис.)

На поверхности дна в районе потоков пузырей метана формируются оазисы бентосных организмов, например раковин калиптоген, которые быстро размножаются, используя метан как энергетический материал, благодаря реакциям хемосинтеза и микробного потребления метана.

В воде в этом районе наблюдается изменение планктонных организмов, которые используют продукты микробного окисления метана, их количество увеличивается и, соответственно, появляются крабы, рыбы и другие организмы. В осадке наблюдается переслаивание слоев с ракушками и слоев илстых осадков общей мощности около 5 м. Это связано с пульсационным режимом потока метана, когда моток прекращается, бентосные организмы погибают, происходит осаждение илстых осадков, затем снова активизируется поток метана и происходит рост бентоса.

Заключение

Благодаря многолетнему периоду (1984–2015 гг.) выполнения комплекса геологического, геофизического, газогеохимического, гидроакустического, гидрологического, батиметрического, сонарного направлений исследований в Охотском и Японском морях, в том числе по международным проектам КОМЕКС (Россия-Германия, 1998–2004), ХАОС и

SSGH (Россия-Япония-Корея, 2003–2006, 2007–2012–2017) стало возможным определить закономерности формирования потоков пузырей метана из донных отложений в воду и частично в атмосферу, изучить процесс образования газогидратов, выполнить картирование зон разломов, которые являются путями миграции газов, в основном метана, из нефтегазосодержащих пород к поверхности. В этих зонах образуются газогидраты, которые формируют на поверхности дна в осадке бугры высотой 10–20 м. При повышении температуры и (или) уменьшения давления газогидраты разрушаются с выделением большого количества метана и на поверхности дна образуются ямки глубиной 10–20 м. В этих районах появляются оазисы биологических сообществ – бентоса, планктона, рыб и других организмов.

Литература

1. Obzhairov A.I. Method to search methane fluxes and gas hydrate in the Okhotsk sea // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2015. № 4. Спец. вып. 13. С. 30–35
2. Operation Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate (SAKHALIN) Project 2011, R/V Akademik M.A.Lavrentiev Cruise 56 (2012) New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology, Kitami, H. Shoji, Y.K. Jin, A.Obzhairov and B. Baranov, 140 p.
3. Обжиров А.И. Увеличение газовой составляющей при сейсмо-тетонической активизации участка газа в возникновении землетрясений (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 86–89.
4. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1989. Т. 8, № 2. С. 119–121.

Е.П. Развозжаева

СТРОЕНИЕ НИЖНЕРИФЕЙСКОГО ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА АЛДАНО-МАЙСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

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

Алдано-Майским осадочным бассейном (АМОБ) названа область рифей-венд-кембрийского седиментогенеза юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона [2]. В последнее десятилетие (2005–2014 гг.) в АМОБ были проведены сейсморазведочные работы (за исключением его южной части, расположенной в пределах Алдано-Станового щита), которые позволили оконтурить область распространения рифейских отложений. Стратифицированные отложения нижнего рифея представлены в АМОБ уянской и учурской сериями. На юге АМОБ эти отложения выведены под эрозионный срез (рис. 1). Они слагают Учурский, Амуликанский и Алгаминский прогибы, мощностью по геологическим данным 350–1200 м [2, 3]. По направлению к северу нижнерифейский комплекс погружается на значительную глубину. Учурская серия нижнего рифея вскрыта в Мокуйской скважине, расположенной в центральной части АМОБ, в интервале 1836–3090 м [4]. Нижнерифейские отложения также обнажаются в ядре Горностахской антиклинали, расположенной в Кыллахской зоне Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП). Здесь они представлены хандинской серией – возрастным аналогом учурской [1], мощностью 1055 м и пионерской свитой уянской серии мощностью 165 м [5]. Также они выходят на поверхность в зоне Кыллахского надвига, отделяющего АМОБ от ВСНП. Неполная мощность отложений нижнего рифея составляет здесь 1400 м [5].

На сейсмостратиграфических разрезах поперечного (А) и продольного (Б) направлений нижнерифейскому осадочному комплексу соответствует сейсмокомплекс СК-1, увязанный по Мокуйской скважине с отложениями учурской серии (рис. 2). На разрезах видно, что СК-1 не имеет повсеместного распространения, а локализован в западной части АМОБ. В поле отраженных волн он характеризуется высокоамплитудными отражениями в кровле и подошве, особенно хорошо проявленными на продольном разрезе (рис. 2Б). На поперечных разрезах в южной части он имеет двучленное строение, выраженное верхней низкоамплитудной и нижней высокоамплитудной сейсмофациями. По направлению к северу и востоку сейсмофациальная картина меняется, и СК-1 представлен преимущественно низко- и среднеамплитудными отражениями (рис. 2А). В этой связи иногда трудно провести нижнюю границу комплекса. Тем более, что ниже фрагментарно наблюдается упорядоченная сейсмическая запись, иногда с высокоамплитудными и наклонными отражениями, вероятно, соответствующая уянской серии нижнего рифея, а возможно и нижнепротерозойской улканской серии (рис. 2). СК-1 прослежен сейсморазведкой в северо-восточном направлении на расстояние 400 км. Он лежит в основании крупной структуры северо-восточного простирания – Алданского прогиба (рис. 1, 2). Его юго-западное продолжение сейсморазведкой не изучено. Можно предполагать, что он соединяется с прогибами южной части АМОБ (рис. 1). На северо-востоке СК-1 уходит в Кыллахскую зону ВСНП, где выходит на поверхность в зоне Кыллахского надвига и ядре Горностахской антиклинали. Северо-западная граница СК-1и АМОБ в целом, вероятно, сформировалась в результате двух процессов: выклинивания и эрозии во время предвендского перерыва (рис. 2А). Юго-восточным ограничением СК-1 является Майское поднятие, сформировавшееся в конце раннего

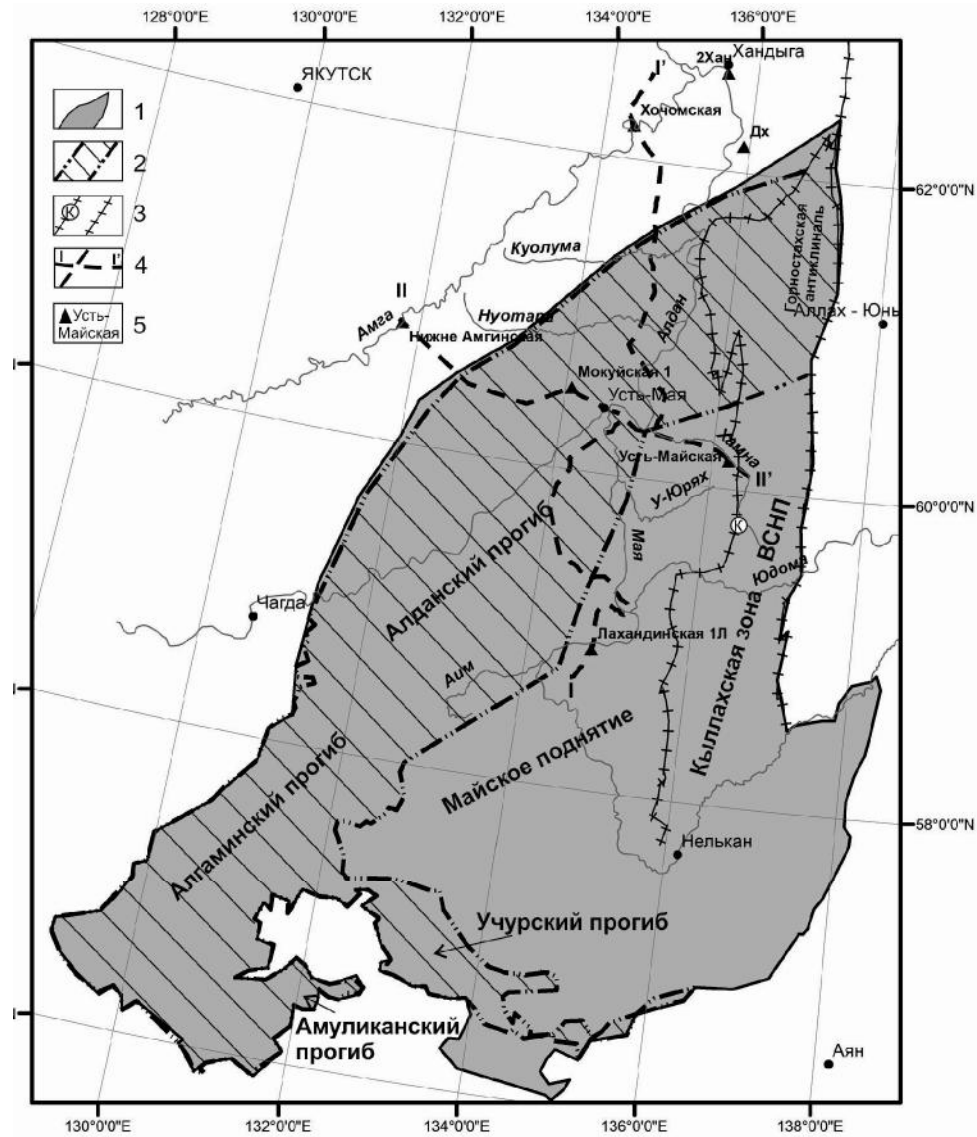


Рис. 1. Структурная схема Алдано-Майского осадочного бассейна (АМОБ): 1 – площадь АМОБ; 2 – границы нижнерифейского осадочного комплекса; 3 – границы Кыллахской зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), К – Кыллахский надвиг; 4 – сейсмостратиграфические разрезы; 5 – скважины и их наименования.

рифей [1] (рис. 1, 2А). По геологическим данным на рубеже раннего и среднего рифей произошла тектоническая перестройка с внедрением силлов основного состава [2, 3]. На юге в Учурском прогибе и на северо-востоке в районе Горностахской антиклинали, где раннерифейские отложения выходят на поверхность, наблюдается размыв и несогласное залегание среднерифейских отложений на нижнерифейских [2, 5]. На сейсмических

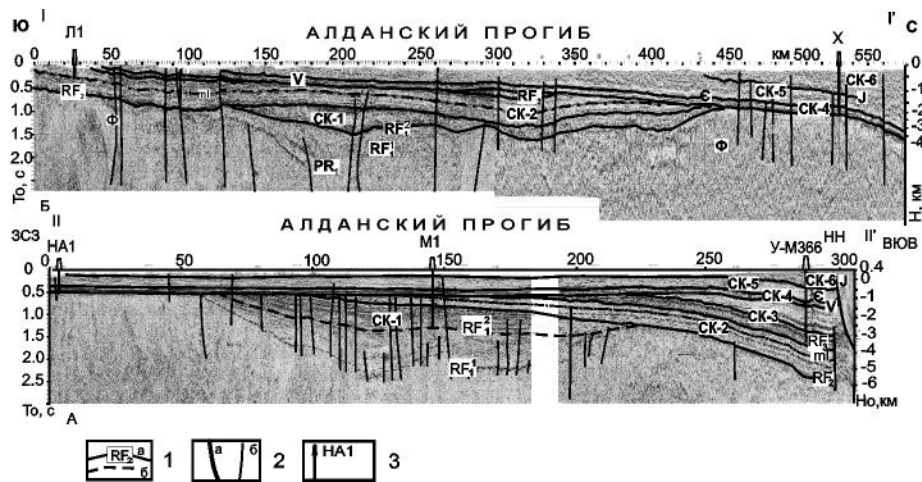


Рис. 2. Поперечный (А) и продольный (Б) сейсмостратиграфические разрезы АМОБ: 1 – главные отражающие горизонты, а – уверенные, б – предполагаемые, увязанные с подошвой: RF_1^1 – уянской серии нижнего рифея, RF_1^2 – учурской серии нижнего рифея, RF_2 – среднего рифея, RF_3 – верхнего рифея, V – венда, C – кембрия, J – юры, ml – малгинской свиты; 2 – разломы: а – основные, б – второстепенные, НН – Нельканский надвиг; 3 – скважины: Л1 – Лахандинская 1, X – Хочомская, НА1 – Нижнеамгинская 1, УМ366 – Усть-Майская 366; СК – сейсмокомплексы: СК-1 – нижнерифейский, СК-2 – среднерифейский, СК-3 – верхнерифейский, СК-4 – вендский, СК-5 – кембрийский, СК-6 – юрский.

разрезах, особенно продольного направления, также наблюдается угловое несогласие и срезание СК-1 среднерифейскими отложениями (рис. 2Б). Мощность СК-1 (учурской серии) по сейсмическим данным составляет ориентировочно от 1000 до 1800 м.

Литература

1. Берзин А.Г., Оболкин А.П., Севостьянов С.Ю., Егшин А.А., Дьяконова В.А. Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба // Отеч. геология. 2011. № 6. С. 21–26.
2. Варнавский В.Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 82–102.
3. Горошко М.В., Гурьянов В.А. Мезо-неопротерозойские комплексы чехла юго-востока Сибирской платформы: условия образования и основные черты тектоники // Геотектоника, 2008. № 2. С. 80–96.
4. Давыдов Ю. В., Колосов П. Н., Авдеева В. И., Файзулина З. Х. Стратиграфический разрез верхнего докембрия Мокуйской скважины (юго-восточная Якутия) // Бюллетень научной-технической информации. АН СССР, Сибирское отделение, Якутский филиал. Якутск. 1982 г. С. 6–9.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

Р.Ф. Севостьянова**О ВЛИЯНИИ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ НА СТРОЕНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА НА СЕВЕРЕ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ
АНТЕКЛИЗЫ**

ЯНЦ СО РАН, Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Непско-Ботуобинская антеклиз, выделяемая в современном тектоническом плане осадочного чехла древней Сибирской платформы, на ее границе с Байкало-Патомской горно-складчатой системой, характеризуется сложным многоярусным строением и весьма продолжительной историей геологического развития с неоднократной сменой преобладающих тектонических режимов.

Дизьюнктивные дислокации в исследуемой территории охватывают значительный диапазон – от мелкой трещиноватости до глубинных разломов. В одних случаях разрывы лишь сопровождает образование складчатых форм, являются составной частью этого процесса и завершают его при значительных тектонических напряжениях. В других случаях, наоборот, крупные разрывы определяют расположение складок и зон их развития. Характерным является разнообразие морфогенетических форм дизьюнктивов (сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и их различные комбинации), а также значительный интервал масштабов их проявления (от расколов без смещения до крупноамплитудных нарушений с вертикальной или горизонтальной составляющей) [1].

Непско-Ботуобинская антеклиз, заложенная в позднем докембрии и вовлеченная затем в вертикальные тектонические движения, связанные с процессами разломно-блоковой тектоники, наиболее активно проявившейся на границе Сибирской платформы и Патомского сектора Байкало-Патомской горно-складчатой системы, приобрела в среднем палеозое структурный облик, близкий к современному. Положение продольной осевой зоны антеклизы сместилось при этом относительно далеко к северо-западу по отношению к ее первоначальному контуру, подтверждая тем самым наличие так называемого «тектонического перекоса». В итоге пласты песчаных коллекторов, сформированных в раннем венде вдоль юго-восточного склона палеоантеклизы, в современном структурном плане оказались в ее сводовой части.

В исследуемом регионе глубинные разломы распространены как таковые преимущественно в теле кристаллического фундамента и в большинстве случаев затрагивают строение лишь низов осадочного чехла.

Конкретные нарушения сплошности пород, отмечаемые в фундаменте, и непосредственно, в осадочных толщах, рассматриваются в дальнейшем как разрывы или разрывные нарушения, соподчиненные со структурными формами определенного порядка [3].

Относительно нефтегазоносного комплекса пород антеклизы все разрывные нарушения можно разделить на до-, кон- и постседиментационные. Несомненно, что эти разломы по-разному влияли на строение резервуаров, генерацию, миграцию и аккумуляцию УВ.

Доседиментационные разломы развивались в основном в доплитный этап, оказав существенное влияние на состав и строение фундамента. В период становления нефтегазоносного комплекса они были «мертвы». Зоны «мертвых» разломов обнаруживали себя пониженной стойкостью к процессам денудации, эрозии. Они контролировали отрицательные формы топографической поверхности. Однако насыщенность части разломов интрузивными телами, устойчивыми к процессам выветривания, приводила к

их препарированию, к возникновению большого количества останцовых форм рельефа. Таким образом, перед становлением чехла поверхность фундамента в зонах крупных доплитных разломов отличалась большей контрастностью рельефа относительно ненарушенных блоков. В начале трансгрессии моря этот рельеф обуславливал повышенную динамику водной среды и как следствие контролировал гранулометрию осадков, создавая мозаичное строение пород базальной формации в зонах разломов. Выше по разрезу контрастность палеорельефа нефтегазоносного комплекса заметно снижается за счет нивелировки осадками. Влияние структур облекания на состав и мощность отложений чувствуется на десятки – первые сотни метров вверх по разрезу.

Конседиментационные разломы также обуславливали повышенную расчлененность топографии дна бассейна осадконакопления, высокую динамику воды и нелигифицированных осадков. Кроме того, с ними связаны конседиментационные структурные ловушки, аномально высокие тепловые потоки, истечение глубинных газов. Эти факторы обеспечивали бурный расцвет жизни, в том числе рифообразующих организмов, приводя к обогащению органическим веществом сингенетичных пород.

Постседиментационные дизъюнктивы целесообразно разделить на: а) синхронные главным фазам газо- и нефтеобразования; б) более поздние. Разделение связано с тем, что активность разломов приводит к дополнительному зональному прогреву осадочного чехла, возникновению резких градиентов пластовых давлений, усилению миграции флюидов, созданию новых ловушек структурного типа. Эти факторы в периоды главных фаз нефтегазообразования способствовали быстрейшему созреванию органического вещества, облегчали процессы первичной и вторичной миграции. Более поздние дизъюнктивные подвижки играли в основном негативную роль – переформировывали и разрушали первичные ловушки УВ [2].

В последние годы XX века изучение разломной тектоники восточной и южной частей Сибирской платформы целенаправленно проводилось в ряде НИИ (Институте геологии ЯФ СО АН СССР, ВостСиб НИИГГиМС, СНИИГГиМС, ВНИГРИ и др.). В итоге к настоящему времени, наряду с региональными картами разломов, составлены объяснительные записки, обобщающие результаты исследований. В них детально рассмотрены вопросы систематизации и морфокинематической характеристики установленных разломов.

Обобщая имеющиеся сведения о разломах и разрывных нарушениях различного порядка, выделенных на территории Непско-Ботубинской НГО, следует отметить следующее:

1. Многие из перечисленных разломов, судя по структурно-геоморфологическим и космофотогеологическим данным, испытали определенную активизацию на новейшем этапе развития региона.

2. Практически все выделенные разломы затрагивают не только фундамент, но в различной степени проникают в осадочный чехол. Это подтверждается данными геологосъемочных исследований, глубокого бурения и сейсморазведочных работ МОГТ. Большинство разрывов, связанных с глубинными разломами, развито, главным образом, в подсолевом триггенно-карбонатном комплексе отложений. Они почти полностью затухают в соленосных толщах. Отмечены также сквозные разрывы, проникающие от фундамента до дневной поверхности. Кроме того, установлено, наличие разрывных нарушений, связанных, видимо с проявлениями соляной тектоники, развитых в верхних горизонтах чехла и затухающих вниз по разрезу.

3. По установленным разрывным нарушениям фиксируются смещения пород, обусловленные как вертикальными подвижками, так и горизонтальными перемещениями различной амплитуды.

4. Многие разломы сопровождаются значительными проявлениями основного магматизма, главным образом в интрузивной форме (дайки, силлы и пр.) [4].

5. В пределах отдельных разломов периодически возникали условия, благоприятные для соляного тектогенеза, не получившего, однако, широкого развития на севере Непско-Ботуобинской НГО.

В отношении нефтегазоносности следует отметить значительную роль разрывных нарушений как своеобразных экранов, способствовавших формированию и весьма широкому развитию неантиклинальных ловушек. Преобладание последних в низах осадочного чехла установлено здесь с высокой степенью достоверности в интервале залегания вендского терригенного комплекса, вплоть до первых кембрийских солей, подстилающих осинский продуктивный горизонт.

Литература

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Варламов И.П. и др. / Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра, 1981. 552 с.
2. Мигурский, А.В. Морфология и генезис дислокаций осадочного чехла Непско-Ботуобинской антеклизы и их влияние на нефтегазоносность. Автореф.дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.12 / А.В. Мигурский. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. 19 с.
3. Ситников В.С., Жерновский В.П. О прогнозе зон нефтегазонакопления новообразованного типа на юго-востоке Сибирской платформы // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2012. № 1. С. 107–115.
4. Шеин Г.Г. Геология и перспектива нефтегазоносности центральных районов Сибирской платформы. Новосибирск: СО РАН, 2007. 467 с.

В.С. Ситников, Р.Ф. Севостьянова

**О РОЛИ РИФТОГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ УГЛЕВОДОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

ЯНЦ СО РАН, Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В комплексе критериев, контролирующих направленность и масштабы процессов нефтегазообразования, условия формирования промышленных скоплений нефти и газа и особенности их пространственного распределения в осадочных бассейнах, ведущее место принадлежит тектоническим показателям. Результаты обобщения многочисленных исследований свидетельствуют о том, что на всех этапах геологического развития нефтегазоносных бассейнов решающую роль играли именно тектонические движения.

Прогноз нефтегазоносности закрытых территорий, слабо изученных геологоразведочными работами, основан в первую очередь на представлениях о тектонике региона. Особенности тектонического развития осадочных бассейнов, находящие отражение в современной структуре исследуемых территорий, в значительной степени предопределяют литолого-фациальную характеристику пород, гидрогеологические условия, геохимическую обстановку, прямо или косвенно влияют на характер изменения свойств нефтегазоносных комплексов и изолирующих толщ [1].

Еще в 30-е годы XX-го столетия основоположник советской нефтегазовой геологии академик И.М. Губкин отмечал, что родиной нефти являются крупные депрессии типа геосинклинальных прогибов. В 40-е годы И.О. Брод в качестве основного закона развития осадочной оболочки Земли указал на неперенную связь нефтегазоносности недр с мощным и длительным осадконакоплением. На базе этого закона позднее он пришел к понятию о нефтегазоносных бассейнах, связавших в единую систему процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Новый шаг в раскрытии причинно-следственных зависимостей осадконакопления и нефтегазоносности был сделан Н.Б. Вассоевичем, который одним из первых в начале 50-х годов показал, что нефтегазоносность зависит от истории катагенетического преобразования осадочных пород. На ранних и поздних стадиях катагенеза генерируется газ, а на средней – нефть. Это привело к появлению фундаментального принципа о главной фазе (зоне) нефтеобразования (ГФН и ГЗН).

Нефтегазоносность выступает как функция достаточно глубокого прогибания и интенсивного прогрева. Важным выводом из этого следует то, что нефтегазообразование представляет собой историческое явление, зависящее не только от количества и качества органического вещества генерационных толщ, но и от динамики погружения и интенсивности прогрева. Изучение всех крупных нефтегазоносных осадочных бассейнов, содержащих большое количество нефтегазовых месторождений, показало, что они имеют толщину разреза не менее 5 км.

В истории Земли при заложении крупных центров конседиментационного прогибания в земной коре и дальнейшем формировании осадочных бассейнов, наряду с другими факторами, значительную роль играют процессы рифтогенеза.

Под рифтогенезом, проявления которого известны с протерозоя до наших дней, принято понимать процесс утонения и раскола земной коры, раздвижение отдельных ее блоков и создание глубоких в основном линейных грабенов, ограниченных сбросами. Рифты образуют в плане эшелонированную цепь прогибов, каждый из которых смещен

один по отношению к другому по поперечным (трансформным) разломам. Эти цепи могут группироваться в ветвящиеся системы. В разрезе также различают несколько типов: ступенчатые, клавиатурные, смешанные. Рифты могут быть симметричные и асимметричные.

Рифтогенез проявляется на древних и молодых платформах, на сочленении континентов и океанов, в горных складчатых областях, на дне океанов. Рифтогенез приводит к деструкции континентальной земной коры, предшествует и предопределяет формирование мощного плитного чехла.

Возникновение рифтовых зон связано с процессами происходящими в верхней мантии. За счет неоднородности состава и разности температур в верхних и нижних ее частях, в мантии развиваются конвекционные перемещения вещества. Восходящие ветви этого перемещения приводят к его подъему. Образуются мантийные диапиры, воздействие которых на земную кору приводит к подъему земной коры, ее утонению до 25–30 км, расколу, дроблению и раздвиганию. В результате этого над мантийными диапирами в земной коре формируются глубокие рифтовые и развивающиеся из них геосинклинальные прогибы, в которых закономерно накапливаются огромные толщи субаквальных осадков. Эти отложения, имеющие толщину до 5 км и более, испытывают интенсивный прогрев за счет приближенного положения мантийного вещества, нагретого до температуры в 1200°C и более.

Рифтообразование отвечает первому этапу формирования мощных осадочных толщ. Обычно рассматриваемый процесс на этом не останавливается, а сменяется следующим – плитным, когда над рифтовыми впадинами образуются обширные синеклизы, перикратонные опускания, морские и океанские депрессии. Как правило, центры прогибания этих депрессий располагаются непосредственно над рифтовыми зонами и местами их сочленения.

Погружение охватывает не только непосредственно рифтовой зоны, но и сопряженные с ними обширные участки земной коры, втягивающиеся в общее погружение и приводящие к появлению плитного чехла, имеющего значительную мощность в пределах очагов прогибания.

Важной особенностью процесса мощного осадконакопления является то обстоятельство, что он протекает в условиях развития раскрывающихся нарушений, особенно широко проявляющихся при рифтогенезе. Эти нарушения являются путями миграции интенсивных восходящих высокотемпературных газово-жидких потоков, несущих генерированные в осадочной оболочке нефтегазовые флюиды, а также продукты дегазации мантии. Нефтегазоносные бассейны, так или иначе связанные с рифтовыми прогибами, характеризуются преимущественно субаквальным осадочным разрезом и высокими значениями геотермического градиента.

Анализ показывает, что на востоке Сибирской платформы довольно широко распространены проявления рифтогенеза рифейского и среднепалеозойского возраста. В крайней северо-восточной части платформы в районе дельты реки Лены установлены также кайнозойские проявления рифтогенеза.

При оценке геодинамических условий формирования мелководных, платформенных прогибов, по-видимому, нужно учитывать унаследованность в развитии. Относительно хорошо изученные глубокие платформенные прогибы (Предпатомский, Алдано-Майский, Кемпендяйский, Восточно-Вилойский и др.), сформировались вблизи осевых зон рифейских рифтов [2].

В Верхоянской рифтовой системе, как об этом свидетельствует строение относительно хорошо изученной Сетте-Дабанской рифтовой зоны, в раннем девоне формировался мелководный, платформенного типа бассейн. Образование сводового поднятия и заложение первых рифтовых трогов здесь началось только в среднем девоне. Наиболее активны эти процессы в верхнем девоне и практически прекратились в раннем карбоне.

В Вилюйской рифтовой системе, как и на большей территории востока Сибирской платформы, в раннем девоне существовало пологое сводовое поднятие, а в среднем девоне образовался пологий платформенного типа прогиб, сложенный карбонатными отложениями. Формирование рифтовых трогов здесь началось в верхнем девоне, когда образовались Кемпендяйская, Ыгыаттинская и Линденская впадины. Главный ствол рифтовой системы располагался в пределах Линденской впадины, а Кемпендяйская и Ыгыаттинская являлись его ответвлениями.

Среднепалеозойские рифтовые зоны, как правило, наследуют рифейские рифты и являются наложенными по отношению к тектоническим структурам венда – раннего палеозоя. Так, структуры Вилюйской рифтовой системы заложены поперек раннепалеозойских структурно-формационных зон востока Сибирской платформы. Вместе с тем они субпараллельны по отношению к более древним отложениям и практически наследуют местоположение авлакогенных прогибов рифейского возраста.

Выводы:

1. Рифтогенные процессы оказали значительное влияние на формирование современной тектонической структуры осадочного чехла Сибирской платформы, предопределив местоположение нефтегазоносных бассейнов с мощным платформенным чехлом.

2. Непосредственное влияние на нефтегазоносность в рифтовых прогибах осуществляются по обрамляющим их крупным разломам земной коры с весьма значительной глубиной заложения, что подтверждается известными проявлениями магматизма. В результате создаются благоприятные условия для генерации, миграции и аккумуляции углеводородов практически по всем комплексам осадочного чехла.

3. Уникально высокий углеводородный потенциал, прогнозируемый на территории Непско-Ботуобинской антеклизы вблизи от Патомской рифтовой системы, а также в Вилюйской синеклизе, в значительной мере обусловлен влиянием процессов рифтогенеза.

Литература

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Варламов И.П. и др. / Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра, 1981. 552 с.
2. Ситников В.С., Кушмар И.А., Баженова Т.К., Бурова И.А., Семенов В.П., Шибина Т.Д., Шостак К.В., Яценкова Л.К. Геология и нефтегазовый потенциал юго-запада Республики Саха (Якутия): реалии, перспективы, прогнозы / Под ред. В.С. Ситникова, О.М. Прищепы. Спб.: ФГУП «ВНИГРИ», 2014. 436 с.

С.В. Шадрина

**СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Тюменское отделение «СургутНИПИнефть», ПАО «Сургутнефтегаз», г. Тюмень

Геологическое строение Западной Сибири и кристаллического фундамента в частности активно начали изучать в 50-х годах прошлого столетия. К 1970 году было составлено уже около 30 вариантов геологического и тектонического строения фундамента, который принято называть доюрским основанием, выделяя в нем два структурных этажа – промежуточный комплекс и складчатый фундамент.

В доюрских комплексах в настоящее время выявлено около 60 месторождений углеводородов [1, 2], но уникальных по запасам месторождений пока нет. В основном это связано с концентрацией внимания на нефтегазоносности мезозоя, поиск углеводородов в палеозое велся попутно – породы фундамента вскрывались на несколько метров, единичные скважины углублялись до нескольких десятков метров. Таким образом, керновый материал представлял верхние горизонты доюрских комплексов – выветрелые породы разного вещественного состава. Сейчас оценка перспектив нефтегазоносности фундамента идет по двум направлениям. Одно из них связано с внутрипалеозойскими горизонтами Приенисейского сектора Западной Сибири с акцентом на кембрийские и верхнекембрийские толщи, другое – с корой выветривания и карбонатными породами. Для большей территории Западной Сибири последнее направление считается наиболее актуальным. Именно с этими вещественными комплексами связывают промышленную нефтегазоносность доюрских пород [3, 4].

Но углеводороды – нефть, газ, конденсат – с большими притоками выявлены в породах доюрского основания и на значительных глубинах от его кровли, в породах, не затронутых процессами выветривания (месторождения Шаимского и Красноленинского сводов, месторождения Приуральской нефтегазовой области, Рогожниковское месторождение, месторождение им. А.В.Филипенко и др.).

Всеми исследователями признается гетерогенное строение фундамента Западно-Сибирской плиты, но образование его объясняют по-разному. В свою очередь, представление о составе кристаллического основания, его тектонического развития определяет перспективы, закономерности размещения коллекторов, залежей нефти и газа в фундаменте, определяет направление поиска залежей углеводородов.

В настоящее время на геологическую историю формирования кристаллического фундамента Западной Сибири, консолидация которого произошла на рубеже палеозоя и мезозоя, существует две точки зрения – «геосинклиальная» (В.С. Сурков, А.А. Трофимук, А.Э. Конторович, О.Г. Жеро, В.С. Бочкарев и др.) и «плейт-тектоническая» (Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов, В.Е. Хаин, А.М. Курчавов, В.Н. Пучков, В.П. Гаврилов, В.В. Харахинов и др.).

Сторонники геосинклиальной теории объясняют образование Западно-Сибирского мезозойского осадочного бассейна на коре океанического или субокеанического типа, «с последующей коллизией и повсеместной метаморфизацией осадочных толщ палеозойского возраста» [5], т.е. Западно-Сибирская плита представляет собой погруженную часть Урало-Сибирской платформы, палеозойский комплекс отложений которой служит фундаментом мезозойско-кайнозойского чехла. В пределах фундамента выделяется ряд

разновозрастных складчатых систем. В различные этапы палеозоя на одних участках плиты рифейский структурный каркас дифференцированно, осложнялся узкими геосинклинальными прогибами и геосинклинальными поднятиями, развивавшимися, как и на Урале, индивидуально или группами. На других участках произошла полная перестройка структурного плана, особенно в зонах, где палеозойская геосинклиналь была заложена на архейско-протерозойском фундаменте. Разные исследователи в складчатом фундаменте выделяют разные блоки. В геосинклинальной модели выделяются предчехольные отложения, выполняющие грабены, возникшие при растяжении за счет сводового поднятия земной коры во время орогенеза – отложения, которые разными исследователями называются по-разному – промежуточный этаж (наиболее распространено), тафрогенный этаж или структурный ярус (по В.Е. Хаину), катаплатформенный ярус (по А.Л. Яншину).

Иной точки зрения придерживаются сторонники тектоники литосферных плит, активно развивающейся в последние 50 лет. Теоретические достижения плейт-тектоники, геодинамики, террейнового анализа, тектоники плюмов, теории формирования и эволюции осадочных бассейнов позволили по-новому трактовать и реконструировать геологическую историю Западно-Сибирского бассейна, его геотермический режим. Появлению новой концепции – концепции террейнов способствовало развитие аналитической базы и методик, что позволило провести качественные геохимические, геохронологические и геофизические (в частности палеомагнитные) исследования.

Проводить террейновый анализ закрытых территорий, таких как Западная Сибирь крайне сложно т.к. прямого фактического материала мало – в данном случае это только керновый материал, к тому же территория разбурена неравномерно, материалы аэрокосмосъемки малоинформативны, геофизические данные не всегда подтверждены каменным материалом и в их интерпретации нет единства мнений. Сторонники плейт-тектоники считают, что в фундаменте Западно-Сибирского бассейна совмещены разнообразные и разновозрастные геодинамические комплексы, неоднократно нарушенные крупноамплитудными сдвигами. Такие выводы сделаны на основании изучения южного обрамления Западно-Сибирского бассейна – Алтае-Саянской складчатой области, являющейся частью Центрально-Азиатского складчатого пояса. Геодинамическим аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса, сформированным за последние 850–800 млн лет, в настоящее время считается юго-восточная Азия – зона взаимодействия Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит.

Предполагают [2], что фундамент Западной Сибири сложен следующими тектоническими элементами: 1 – венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента; 2 – Казахстанско-Байкальский составной континент; 3 – ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, в раннем – позднем палеозое по сутурной зоне происходило закрытие Обь-Зайсанского океанического бассейна; 4 – позднепалеозойские покровно-сдвиговые и сдвиговые зоны, связанные с коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, нарушившие первичные соотношения, в связи с чем древние структуры различных континентов перемешаны друг с другом, что создает трудности в интерпретации палеотектонических, палеогеодинамических и палеогеографических данных. В террейновой концепции теряет смысл двухэтажное строение кристаллического фундамента Западной Сибири. Полученные в последние годы геофизические данные на опорных

и региональных профилях в пределах зоны сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы указывают, что Западно-Сибирская плита двигалась в восточном направлении, погружаясь под Сибирский кратон [6]. Об этом же свидетельствует обнаружение реликтов глаукофановых сланцев в высокобарических тектонитах Приенисейской сутурной зоны, являющихся прямым индикатором зон палеосубдукции [7] и существенное влияние субдукционной компоненты на геохимические особенности пород океанической коры в регионе.

Сопоставление распределения осадочных бассейнов мира, с расположением современных и, главное, древних зон поддвига литосферных плит, показало, что порядка 80 % всех мировых запасов нефти и газа тяготеет к существовавшим в прошлые геологические эпохи зонам субдукции. Наиболее полная мобилизация углеводородов, находящихся при этом в рассеянном состоянии, происходит при тектоническом воздействии, происходящем при закрытии древних океанов и надвигании островных дуг на бывшие окраины континентов. Именно в таких тектонических структурах были открыты месторождения углеводородов на Кубе, где было вскрыто крупное месторождение нефти под серпентинитами, слагающими надвиговую структуру, США – в поднадвиговых зонах Скалистых гор и Аппалачей, и Вьетнама, где месторождения сформировались в кавернозно-трещиноватых гранитах под зоной поддвига литосферных плит.

Проведенное нами геохимическое исследование пород – первое для Западной Сибири с оценкой геодинамических условий образования вулканогенной толщи фундамента, вмещающей залежь углеводородов, показало, что вулканы формировались в режиме трансформной континентальной окраины [8], т.е. в перспективной, с точки зрения плейт-тектоники, обстановке для скоплений углеводородов.

Литература

1. Брехунцов А.М. Структурно-фациальная зональность и нефтегазоносность палеозойского мегакомплекса Западной Сибири // *Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности*. Новосибирск: Изд-во ОИТ ИНГГ СО РАН, 2010. С. 25–28.
2. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. С. 52–71.
3. Михайлец Н.М. Формирование залежей углеводородов в породах коры выветривания фундамента Западной Сибири // *Экспозиция Нефть Газ*. 2012. № 5 (23). С. 54–56.
4. Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субдукционного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Преденисейский террейн Енисейского кряжа) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 11. С. 1992–2014.
5. Бочкарев В.С. Палеозой-раннетриасовая эволюция Урало-Алтайской складчатой области // *Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. С. 31–32.
6. Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Бубнов В.П., Галуев В.И. Новые данные о строении Касского блока фундамента Западно-Сибирской плиты // *Геотектоника*. 2013. № 47 (2). С. 42–57.
7. Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С., Крылов А.А. Свидетельства тектонического стресса в Приенисейской сутурной зоне Енисейского кряжа // *Тектоника и актуальные вопросы наук о Земле*. Москва: ИФЗ, 2016. С. 139–146.
8. Шадрина С.В. Состав, строение, возраст пород доюрского основания северо-восточного обрамления Краснотенинского свода // *Геология нефти и газа*. 2018. № 4. С. 27–33.

Р.Б. Шакиров, А.И. Обжиров, М.В. Шакирова, Ю.А. Телегин
ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ГАЗОГИДРАТНЫХ СКОПЛЕНИЙ В МОРЯХ
ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

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

Цель работы – обсудить результаты обобщения материалов об особенностях генезиса и распространения газогидратов в окраинных морях Восточной Азии с точки зрения различных тектонических концепций. Установлена многоярусная газогидратоносность окраинных морей СЗ части Тихого океана (стратифицированные скопления), которая является важным фактором цикла метана и углерода в зоне перехода континент-океан. Активные разломы являются важнейшим фактором формирования скоплений газогидратов в придонных интервалах осадочных отложений (0–50 м ниже дна согласно прямым методам опробования и сейсмическому профилированию). Для реликтовых газогидратов, залегающих на горизонтах 100–600 метров ниже дна, особенно важен неотектонический фактор. Особую роль играют флюидопроницаемые системы, сформированные в перспективных нефтегазоносных комплексах с участием разломных систем типа «цветок» (тюльпан и т.п.). Газогидратоносными в этом случае могут быть отложения вплоть до миоцена. Складчатые структуры также являются важным, но недостаточно исследованным фактором формирования газогидратов. Например, одно из значительных скоплений газовых факелов и газогидратов в Татарском проливе на юго-западном склоне о-ва Сахалин обнаружены под руководством авторов в пределах Александровской антеклизы. Прослеживается преемственная генетическая и пространственная связь газогидратов с нефтегазоносными и углегазоносными толщами: важнейшим фактором обеспечения этой связи выступает тектоническое строение районов (при благоприятных термобарических и геохимических условиях). Узлы пересечений разрывных нарушений, особенно контролируемые глубинными зонами проницаемости (в том числе региональными или межрегиональными линеаментами) и при близости нефтегазоносных формаций являются наиболее перспективными участками с формированием массивных тел в газогидратных скоплениях. Гидратообразующий газ, в целом, представлен смесью термогенной и микробной компонент с характерным изотопным составом углерода метана от -40 ‰ до -75 ‰, причем в ряде районов существует вклад магматогенной и углеметаморфогенной компоненты в гидратовмещающие отложения. Охотоморская и Япономорская газогидратоносные провинции являются проявлениями вертикальной газовой углеводородной зональности (в соответствии с классической схемой нефтегазообразования) в зоне перехода континент-океан.

В работе также определяются и описываются благоприятные природные факторы для формирования подводных газогидратов; по совокупности этих факторов определяются наиболее перспективные газогидратоносные площади в пределах исследуемых морей. Составлена таблица положительных факторов, приведены наиболее оптимальные значения и их характеристики. Проведено первичное ранжирование морей Восточной Азии по перспективам газогидратоносности на основе геоинформационного анализа.

Сделан вывод о недостаточной изученности газогидратов окраинных морей Восточной Азии, что требует организации долговременной международной программы по их исследованию.

Н.Г. Шкабарня¹, Г.Н. Шкабарня²

**ВОЗМОЖНОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА**

¹ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

²ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

При изучении структурного строения осадочных бассейнов на территории Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов [5] эффективность методов вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и дипольного электрического зондирования (ДЭЗ) была крайне низкой. Эти работы проводились с сороковых годов прошлого столетия. Их целевое назначение – расчленение разреза на геоэлектрические слои с выделением угленосных и нефтегазоносных структур. Объёмы работ составляли десятки тысяч физических точек. В частности, в Приморье их число достигало десять тысяч [6, 7] с максимальными разносами до 8 км (ВЭЗ) и до 20 км (ДЭЗ), что позволяло изучать разрез на отдельных участках до глубины 4 км.

Однако отсутствие способов количественной интерпретации данных в условиях сложного строения бассейнов [1, 2, 5] не позволило решить поставленные целевые задачи. Интерпретация выполнялась с помощью палеток теоретических кривых [8] или с использованием величины суммарной пространственной (не продольной) проводимости пород [7] в предположении полого-слоистого залегания слоёв. Поскольку кривые зондирования объективно отображали блоковое строение с различно ориентированными горизонтами и локальными объектами, то результаты интерпретации были недостоверными. Полученные материалы, на которые затрачены огромные ресурсы и которые содержат ценную информацию о строении, пока ещё сохраняются в архивах. Поэтому требуется разработка способа интерпретации раннее и вновь полученных данных для построения достоверных разрезов и карт.

Обоснованием для разработки является концептуальная геоэлектрическая модель бассейнов, представленная тремя комплексами пород. Первый – включает четвертичные и реже верхне-неогеновые отложения мощностью до 80 м. Их удельные электрические сопротивления изменяются в диапазоне 10–500 Ом·м. При интерпретации только этот комплекс можно аппроксимировать слоистой моделью. Средний комплекс представлен блоковым строением с разно ориентированными горизонтами осадочного чехла и зоной выветривания пород фундамента, он осложнён тектоническими нарушениями и различными включениями. Мощность разнотипных литологических образований ориентировочно достигает 5 километров и более, сопротивления изменяются в интервале 15–1300 Ом·м. Его можно аппроксимировать средой с пологими, наклонными, крутопадающими границами и локальными объектами. Нижний комплекс характеризуется блоковым строением неизменённых пород фундамента раннемезозойского и палеозойского возрастов. Сопротивления пород изменяются в диапазоне 200–5000 Ом·м. Он аппроксимируется средой с крутопадающими границами.

Таким образом, только первый комплекс соответствует, с некоторыми ограничениями, одномерной модели, где удельное сопротивление представляется функцией глубины. Другие комплексы являются трехмерными. Поэтому полученные в результате наблюдений кривые кажущегося сопротивления не отвечают названию «вертикального зондирования». По существу, это методы электроразведки постоянным током многораз-

носными симметричными или дипольными установками, которые изучают пространственное расположение элементов разреза с разными электрическими свойствами.

Главным объектом исследований является средний комплекс, но имеющаяся информация [1–5] свидетельствует о его слабой изученности. Например, в пределах наиболее изученного Раздольненского бассейна (Приморский край) мощности осадочного чехла в разных работах оцениваются так: 2 км и более [1, 5], более 4 км [3], достигают 7 км [4]. Недостаточно обоснованными являются установленные особенности строения и мощности [3] нефтематеринских пород (400 м) и данные о прогнозных ресурсах нефти и газа.

Особенности строения и физические параметры модели использовались при массовом расчете теоретических кривых зондирования, с помощью разработанных программ на поверхности сред с вертикальными либо наклонными границами, клиновидными структурами и объектами в виде сфероида вращения. В результате анализа результатов моделирования установлены закономерности поведения кривых и признаки выделения разнонаправленных границ и локальных объектов. При анализе практических кривых основное внимание следует уделять изломам, восходящим и нисходящим ветвям, асимптотам и расхождениям значений на перекрытии приёмных линий. Исследования по изучению закономерностей продолжаются.

Начальная версия методики интерпретации данных основана на фрагментарно-блочной аппроксимации разреза выбранными физико-геометрическими моделями. На первом (ключевом) этапе выполняется формирование фоновой геоэлектрической модели участка исследований с выделением однотипных блоков и определением предварительных геометрических и физических параметров. Это производится на основе априорной информации, установленных признаков выделения границ и объектов, упрощенных приемов интерпретации. На втором этапе выполняется количественная интерпретация (уточнение примерных параметров) способом подбора по программам в диалоговом режиме, который завершается построением геоэлектрических разрезов. На последнем этапе производится геологическое истолкование этих разрезов.

Интерпретация во многом зависит от достоверности построения фоновой модели. На основе анализа полевых материалов выделяются блоки с пологими, наклонными и крутопадающими границами, локальными объектами и антиклинальными структурами. Чем меньше число границ или объектов фоновой модели, тем выше разрешающая способность метода, но хуже определяются детали строения среды. Важно найти оптимальное соотношение между детальностью и разрешающей способностью.

Принципы интерпретации материалов, представленных цифровыми массивами полевых журналов, имеются только для угленосных впадин с неглубоким залеганием фундамента на площади Раздольненского бассейна. Кривые зондирования с максимальными разносами 4 км имели изломы, крутые восходящие ветви и аномальные расхождения на перекрытиях приёмных линий. Их фрагменты удовлетворительно совпадали с теоретически рассчитанными кривыми для блоков с пологими, наклонными и вертикальными границами и, таким образом, позволили построить геолого-геофизические разрезы и установить строение впадин.

В последние десятилетия для изучения угленосных структур успешно применяется электрическая томография, которая представлена плотной системой электрических зондирований и обеспечивает практически непрерывное определение закономерностей изменения электрических параметров геологической среды. В результате этих работ на площадях угольных разрезов установлены места выходов бурых углей под четвертичные

отложения; выделены и прослежены ослабленные слои глин на оползневых откосах; выделены блоки песчаников, прорывающие угольные пласты, покровы эффузивных пород, тектонические нарушения и зоны выветривания пород фундамента.

Основной задачей настоящего этапа исследований является интерпретация кривых с разносами более 12 км, которые позволят выделить геоэлектрические горизонты до глубин 3 км и более, проследить тектонические нарушения, установить закономерности изменения электрических свойств пород осадочного чехла. Такая информация станет основой для выявления возможных угленосных и нефтегазосных структур. Исследования следует начать с центральной части Раздольненского бассейна, как наиболее изученного электрическими зондированиями с большими разносами.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Забродин В.Ю. и др. Разломная тектоника материковой части Дальнего востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
3. Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительный анализ) / Бурык В.А., Бакулин Ю.И., Беспалов В.Я., Врублевский А.А. и др. Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, 1998. 282 с.
4. Обжиров А.И. Метанопроявления и перспективы нефтегазоносности Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2007. 167 с.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Централно-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток-Хабаровск: Дальнаука, 2005. 264 с.
6. Шкабарня Н.Г., Шкабарня Г.Н. Методика предварительной оценки нефтегазоносности перспективных площадей Приморского края // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 26–34.
7. Шкабарня Н.Г., Шкабарня Г.Н. Особенности строения осадочных бассейнов Приморского края // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 5. С. 62–67.
8. Электроразведка: Справочник геофизика. М.: Недра, 1989. Т. 1. 438 с.

В.В. Голозубов¹, А.И. Малиновский¹, Н.Н. Крук²

**ЛАОЭЛИН-ГРОДЕКОВСКИЙ ТЕРРЕЙН – ФРАГМЕНТ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ-
РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ
ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ**

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Лаоэлин-Гродековский террейн располагается в юго-западной части Приморья, составляя совместно с Ханкайским массивом (супертеррейном) западное обрамление позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [2]. Террейн образован интенсивно дислоцированными пермскими терригенными, вулканогенно-терригенными и вулканогенными образованиями общей мощностью до 5000 м, расчлененными на ряд свит и толщ и прорванными гранитоидами позднепермского и юрского возраста. В составе террейна установлен также линзовидный блок шириной до 5 км, прослеженный в меридиональном направлении вблизи границы с Китаем на расстояние около 30 км и выполненный нижнесилурийскими терригенными, в значительно меньшей степени вулканогенными образованиями (до 2100 м), объединенными в кордонкинскую свиту. В подошве перекрывающего комплекса обнажены континентальные и прибрежно-морские угленосные терригенные породы с монгугайской флорой карнийского возраста позднего триаса, участками несогласно перекрытые тальминской толщей вулканитов и терригенных пород, содержащих норийскую флору [6]. На локальных участках террейн перекрыт также нижнемеловыми угленосными терригенными отложениями, кайнозойскими терригенными отложениями и покровами плато-базальтов.

На территории Приморья террейн обнажен вдоль границы с Китаем в полосе шириной 30–50 км; его восточная граница располагается приблизительно вдоль линии, соединяющей западные побережья Амурского залива на юге с западным же побережьем оз. Ханка (рис.). На территории Китая, этот террейн (названный складчатым поясом Яньбянь) прослежен на запад вплоть до южного окончания мезозойского бассейна Сунляо, а еще западнее его продолжением считается Солонкерский террейн – фрагмент позднепалеозойской сутуры с офиолитами [5]. Южнее, на территории Северной Кореи, террейн выделен под названием Туманганской складчатой области с позднепалеозойскими офиолитами Чхонджин [1].

На тектонической схеме Приморья [2, 7] Лаоэлин-Гродековский террейн обозначен как фрагмент островной дуги пермского времени. Этот вывод получил некоторое подтверждение на основании геохимических особенностей базальтов одного из разрезов (район мыса Мраморного) [4].

В качестве восточной границы террейна на этой схеме показан Западно-Приморский разлом, прослеженный от полуострова Гамова на север в меридиональном направлении. Восточнее располагается Барабашская структурно-фациальная зона, зажатая между Западно-Приморским и Тавричанским разломами (рис.) [6]. Ранее предполагалось, что эта зона является частью Вознесенского террейна – фрагмента раннепалеозойской пассивной окраины [6].

Нами проведено предварительное изучение одного из опорных разрезов барабашской свиты (в окрестностях пос. Барабаш), включающего базальты, риолиты, туфогенно-осадочные и терригенные породы, линзы известняков с окаменелостями чандалазского

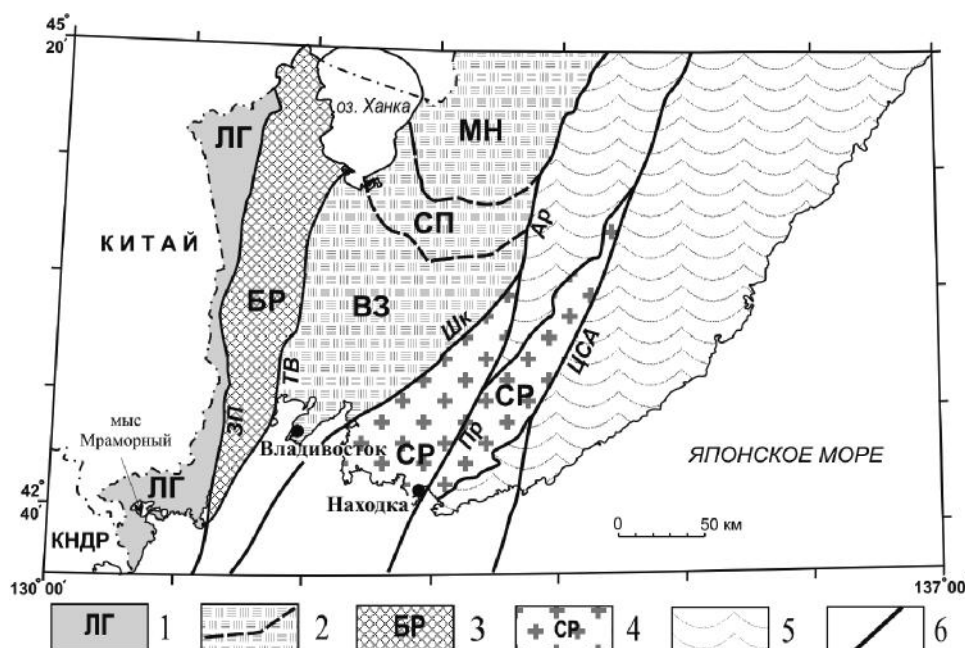


Рис. 1. Схема террейнов Южного Приморья (по [2], с изменениями).

1 – Лаоэлин-Гродековский террейн – фрагмент позднепалеозойской активной окраины; 2 – террейны раннепалеозойского Бурея-Ханкайского орогенного пояса: **МН** – Матвеевско-Нахимовский, **СП** – Спасский, **ВЗ** – Вознесенский и границы между ними (пунктир); 3 – Барабашская структурно-фациальная зона – предполагаемая составная часть Лаоэлин-Гродековского террейна; 4 – Сергеевский террейн – фрагмент палеозойской и мезозойской пассивной окраины, включенный в структуру мезозойского орогенного пояса; 5 – террейны позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса; 6 – разломы, в т.ч. **ЗП** – Западно-Приморский, **ТВ** – Тавричанский, **Шк** – Шкотовский, **Ар** – Арсеньевский, **Пр** – Партизанский, **ЦСА** – Центральный Сихотэ-Алиньский

горизонта поздней перми [2, 3]. По всему разрезу слои залегают монотонально с падением на юго-восток. Установлено, что в подошве изученного разреза пространственно совмещены потоки базальтов из резко различных источников. Базальты нижних частей разреза, судя по геохимическим характеристикам, сформированы за счет плавления океанической литосферной мантии, либо астеносферы. Выше лежащие базальты отвечают литосферной мантии, преобразованной субдукционными процессами. Такое совмещение можно объяснить только тектоническими причинами, предполагающими значительную транспортировку блоков по латерали. Базальты перекрываются пачкой туфово-терригенных и терригенных пород, из которых выделены для U-Pb датирования акцессорные цирконы. Конкордантный возраст, рассчитанный для наиболее молодой популяции цирконов, составляет 233.3 ± 3.3 млн лет (ладинский век среднего триаса). Структурно выше залегает пачка плитчатых известняков с остатками фауны кэптенского века средней перми. Сделан вывод о том, что барабашская свита представляет собой не стратиграфическое, а тектоностратиграфическое подразделение и, возможно, является фрагментом аккреционной призмы триасового времени. Соответственно, Барабашскую структурно-фациальную зону следует включать в состав Лаоэлин-Гродековского

террейна – фрагмента активной окраины позднепалеозойского-раннемезозойского возраста. В свете полученных данных также потребуется, по-видимому, пересмотреть в сторону омоложения (от поздней перми приблизительно до середины триаса) время завершающего этапа амальгамации Лаоэлин-Гродековского террейна с террейнами Бурей-Ханкайского орогенного пояса.

Исследования выполнены при поддержке фонда РФФИ (проекты № 19-05-00229\19 и 19-05-00037-а).

Литература

1. Геология Кореи. Пхеньян: Издательство книг иностранных языков, 1993. 663 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
3. Голозубов В.В., Крук Н.Н., Киселев В.И., Руднев С.Н., Касаткин С.А., Крук Е.А. Первые свидетельства среднетриасового вулканизма в Южном Приморье // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 2. С. 44–57.
4. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Крук Е.А. Пермские вулканы Южного Приморья: геохимия, источники расплавов и возможная тектоническая позиция // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы третьей всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 184–186.
5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
6. Сясько А.А., Кутуб-Заде Т.К., Короткий А.М. Государственная геологическая карта РФ. М. 1:200000 (издание второе). Серия Ханкайская, лист К-52-ХVIII. 2005. (в печати).
7. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.

Д.А. Швалов, А.В. Яцук, Р.Б. Шакиров, Е.В. Лифанский
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ОСАДКАХ
СЕВЕРНОГО ЗАМЫКАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ 81 РЕЙСА НИС «АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ», 2018 г.)

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

Введение

В связи с неуклонно растущими темпами добычи традиционных горючих ископаемых, встаёт вопрос о поиске и разработке новых месторождений, а также изучение и обнаружение альтернативных источников энергии. Поэтому вполне закономерно расширение районов поиска и добычи углеводородов на морских акваториях и соответствующее увеличение объемов научно-исследовательских работ, направленных на изучение распределения и источников природных газов в районах, ранее признанных неперспективными. Газогеохимическая съёмка довольно привлекательна для этой цели, ввиду мобильности и эффективности в решении поисковых задач, а также в выявлении закономерностей рассеивания природных газов.

Исследования проводились в ходе экспедиции «Комплексные геолого-геофизические, газогеохимические и океанографические исследования в Японском море и Татарском проливе» на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс LV81, руководитель к.г.-м.н. Валитов М.Г.).

Район исследований расположен в области сочленения Центральной котловины Японского моря с Татарским проливом. Географически он охватывает территорию от 43°30' до 46°30' с.ш., которая с запада ограничена берегом Приморья, а с востока – границей экономической зоны России. Рельеф дна исследуемого района очень разнообразен. На коротком промежутке происходят переходы от абиссальной равнины глубоководной котловины до континентального шельфа.

Методика исследований

Методика газогеохимических исследований сводится к следующим операциям: отбору пробы, извлечению из неё газа, анализу газа, компьютерной обработке и интерпретации данных.

После изъятия керна из трубки, его разрезали вдоль на две части. Осадок сразу же отбирался в склянки, объемом 43 мл, заполненные насыщенным раствором NaCl с добавлением консерванта (0.5 мл хлоргексидинабиглюконата 0.05 %). Затем доливался солевой раствор, и склянки закрывались завинчивающимися пробками с мембранным верхом.

Извлечение газа из осадка проводилось методом «HeadSpace». Метод основан на диффузионных процессах, проходящих в гетерофазных системах, которые приводят к установлению равновесных концентраций исследуемых газов.

Определение газовых компонентов в пробе осуществлялось на отечественном газовом хроматографе «КРИСТАЛЛЮКС-4000М» (ЗАО «МЕТАХРОМ», г. Йошкар-Ола) непосредственно на борту судна.

Результаты газогеохимических исследований

В ходе исследований в рейсе LV-81 основной отбор донных осадков для газогеохимических исследований проводился на двух полигонах: Южном и Северном (рис.). Всего поднято и проанализировано 50 трубок, из них 25 на Южном полигоне и 25 трубок на Северном. На борту судна выполнен анализ 358 проб осадочных отложений на содержание метана и его гомологов (этана, этилена, пропана, пропилена, бутана, изобутана).

Анализ общего распределения природных газов в донных отложениях показал:

Метан (CH_4) установлен во всех пробах, отобранных из донных отложений в концентрациях от 0.00003 до 147 мл/л. Наименьшие концентрации метана были установлены в пределах верхнего интервала кернов 0–50 см, в районах глубоководной акватории Японского моря и южного полигона. В основном концентрация CH_4 в данных районах не превышала 0.002–0.003 мл/л. В среднем по обоим полигонам концентрация метана не превышала 0.035 мл/л на всех горизонтах большинства кернов и только на отдельных станциях фиксировались локальные аномалии, превышающие 0.1 мл/л в нижних горизонтах колонок. Максимальные содержания метана от 0.0024–0.0066 мл/л до 97–147 мл/л были установлены на континентальном склоне Северного полигона.

Этилен (C_2H_4) присутствовал в составе газа донных отложений в 89 % отобранных проб. Концентрация варьировала от 0.085 до 1.27 мкл/л. В среднем практически во

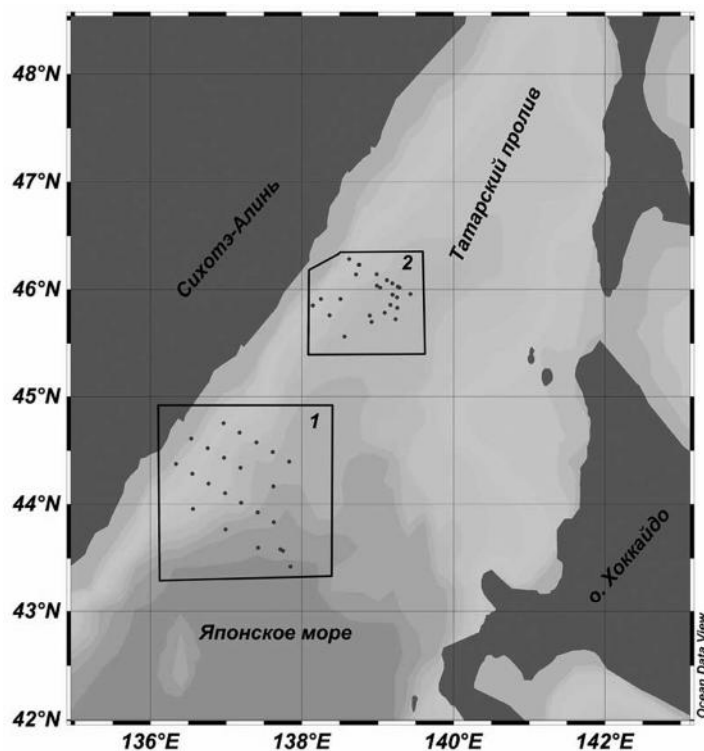


Рис. Районы отбора трубками донных осадков для газогеохимических исследований. № 1 – Южный полигон, № 2 – Северный полигон.

всех пробах концентрация этилена фиксировалась на уровне следовых концентраций. Общей тенденцией для данного компонента является снижение концентрации по мере увеличения глубины опробования. Также налицо отсутствие положительной корреляции с концентрацией метана. В связи с этим можно отметить, что его генезис имеет в основном биохимический характер.

Этан (C_2H_6) в составе природного газа донных отложений установлен в 83 % отобранных газовых проб. Концентрации этана в составе природного газа донных отложений на исследованной площади Японского моря варьируют в пределах 0.009–88.55 мкл/л. Минимальными концентрациями до 2.9 мкл/л характеризуются осадки на Южном полигоне, более повышенными концентрациями этана обладают осадки на Северном полигоне – до 88.55 мкл/л. Концентрация этана так же, как и метана, как правило, растет с увеличением глубины опробования, между ними наблюдается положительная корреляционная связь, что может указывать на общий глубинный источник образования.

Пропилен (C_3H_6) в составе газов донных отложений встречался крайне редко – всего в 4.2 % анализируемых проб. Фиксируемая на уровне «следовых» концентрация составляла от 0.17 до 0.32 мкл/л. Общая тенденция для данного компонента в основном указывает на его присутствие в верхнем разрезе кернов (до 100 см), что, скорее всего также обуславливается биохимическими и микробными процессами, как и с этиленом.

Пропан (C_3H_8) присутствовал в составе газа донных отложений в 39.5 % отобранных проб донных осадков. Его концентрации изменялись в пределах 0.0093–0.85 мкл/л. Минимальными концентрациями до 0.27 мкл/л характеризуются осадки на Южном полигоне. Более повышенными концентрациями пропана обладают осадки на Северном полигоне – до 0.85 мкл/л. Концентрация пропана в колонках с повышенным содержанием метана, как правило, растет с увеличением глубины опробования, между ними наблюдается слабая положительная корреляционная связь, а также с этаном, что может указывать на общий источник образования и поступления.

Бутан (C_4H_{10}) представлен двумя изоформами i-бутаном и n-бутаном (присутствие в 11 и 12 % проб соответственно). Данные компоненты фиксировались на уровне «следовых» концентраций.

Выводы

Количество станций с аномальными и повышенными концентрациями по углеводородным газам на Северном полигоне в 2 раза больше чем на Южном полигоне. Впервые в пределах глубоководной акватории российского сектора Японского моря подняты колонки с повышенным содержанием гомологов метана, что может говорить о наличии газоматеринских источников в пределах сочленения глубоководной Центральной котловины и котловины Татарского пролива Японского моря. Полученные данные позволяют говорить, о том что, несмотря на достаточно большие глубины в районе двух изученных полигонов и в основном фоновые значения концентраций УВГ, в данном регионе существуют флюидопроводящие зоны, формирующие локальные аномалии в верхнем слое осадков. Это значит, что существуют определенные источники этих аномалий. Возможный генезис этих аномалий необходимо детально изучить в будущем.

Газоаналитические исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ проект № 18-35-00047_мол_а, № 18-05-00153.

А.В. Яцук, А.И. Гресов

**РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ФОРМИРОВАНИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИИ
ГАЗОНОСНОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ВОСТОЧНО-
СИБИРСКОГО МОРЯ**

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

В современной структуре шельфа юго-восточного сектора Восточно-Сибирского моря (ВСМ) выделяются Айонский, Лонгский и Пегтымельский осадочные бассейны. Исследуемая площадь рассматривается как самостоятельная зона перехода от континентального орогенного обрамления к окраинно-материковой плите, представленная двумя структурно-тектоническими этапами. Нижний этаж сложен сложнодислоцированными терригенными отложениями Новосибирско-Чукотской области мезозойской складчатости, прорванными телами магматических образований. Верхний этаж представлен платформенными осадочными отложениями кайнозоя, выполняющими тектонические депрессии [2].

Среди наиболее крупных тектонических нарушений в пределах района исследований выделяются структурообразующие Шелагский, Врангелевский, Нейтлин-Наглейненский глубинные разломы широтного простирания и Северо-Врангелевский, Чаунский, Северо-Чаунский, Северо-Айонский и Восточно-Раучуанский – меридионального и субмеридионального простирания.

Северо-Айонский глубинный разлом разделяет Айонский осадочный бассейн на две структуры – одноименную впадину и поднятие (горст), характеризующихся разным характером гравитационных полей. Глубина его заложения по данным гравиметрической съемки составляет 67 км. Чаунский трансформный, Восточно-Раучуанский и Северо-Чаунский разломы выходят на шельф с суши с глубиной заложения не менее 36 км. Врангелевский и Шелагский разлом, ооконтуривающий побережье восточной половины рассматриваемой акватории и о-ва Врангеля (Лонгского бассейна), имеют глубину заложения 36–40 км. Северо-Врангелевская система субмеридиональных разрывов, с глубиной заложения не менее 40 км [1, 2], уходит от о-ва Врангеля в северо-восточном направлении.

В пределах района исследований установлены показатели аномальной газоносности донных осадков по CO_2 , CH_4 и УВГ, H_2 и He , превышающие 5, 0.05 и 0.001, 0.005 и 0.005 $\text{см}^3/\text{кг}$, соответственно [3, 5].

Аномальная метаноносность осадков (до 1.8 $\text{см}^3/\text{кг}$) установлена в пределах приразломных зон Северо-Айонского, Чаунского, Шелагского и Врангелевского разломов. В Айонском осадочном бассейне аномальная углеводородоносность (до 0.05 $\text{см}^3/\text{кг}$) осадков приурочена к приразломным зонам Северо-Айонского, Северо-Чаунского и Чаунского разломов. Участки с аномальной углекислотностью (до 29 $\text{см}^3/\text{кг}$) донных осадков Айонского бассейна, Шелагского, Врангелевского и Северо-Шелагского поднятий также приурочены к зонам глубинных разломов. Обращает внимание сходство распределения водородных и углекислотных газогеохимических аномалий района исследований, формирование которых, по-видимому, обусловлено процессами миграции H_2 и CO_2 из общих газоматеринских источников. Аномальная гелиеносность (до 0.035 $\text{см}^3/\text{кг}$) установлена в донных осадках в районах Врангелевского, Северо-Айонского, Чаунского разломов.

Таким образом, можно отметить, что тектоническое строение фундамента впадин и поднятий юго-восточной части ВСМ имеет важное значение в формировании и распределении газоносности донных осадков. Поскольку условия миграции газов в антиклинальных и синклиналиных складках палеозой-мезозойского фундамента не одинаковы, характер распределения газоносности отложений в этих складках – различный. В осадочных бассейнах максимальной дегазацией и миграцией газов характеризуются крылья синклиналей. С увеличением углов падения крыльев и замыкания складок в осадочных бассейнах наблюдается возрастание интенсивности миграции газов и формирование в осадках аномальных концентраций CH_4 , углеводородных газов (УВГ), H_2 , максимум которых отмечается в зонах выходов палеогеновых отложений под четвертичные осадки. В антиклинальных складках максимальная миграция газов наблюдается в центральных сводовых дислоцированных структурах поднятий, в донных осадках которых наблюдаются аномальные концентрации H_2 , He , CO_2 , CH_4 и УВГ. Моноклинальные складки района исследований обычно представлены средними значениями газоносности донных осадков, редко – аномальными, приуроченными к зонам тектонических нарушений фундамента.

Дизъюнктивные нарушения в зависимости от степени их газопроницаемости являются как путями миграции газов, так и экранами, способствующими накоплению газов в мезозойских породных комплексах фундамента бассейнов. Газопроницаемость нарушений определяется его типом, амплитудой, углом падения сместителя, мощностью зоны дробления и литологическим составом пород в зоне дробления. Продольные простирания пород нарушения (широтного простирания) благоприятствуют процессам сохранения и накопления газов в породах фундамента, поперечные (меридионального простирания) – процессам их дегазации и миграции газов в кайнозойские отложения. Нарушения данного типа способствуют формированию аномальной газоносности донных осадков геоструктур района исследований. Функциональная роль диагональных нарушений зависит от изменения углов их простирания и газопроницаемости.

Газогеохимические исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ проект № 18-05-70038 «Ресурсы Арктики»; а также гостемы № №0271-2019-0006 «Газогеохимические поля морей Востока Азии, геодинамические процессы и потоки природных газов, влияющие на формирование геологических структур с залежами углеводородов и аутигенной минерализации в донных осадках».

Литература

1. Вашилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России. Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1993. С. 19–43.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Анойско-Чаунская. Лист R-59-XXXI, XXXII. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 102 с.
3. Гресов А. И., Обжиров А. И., Яцук А. В., Мазуров А.К., Рубан А.С. Газоносность донных осадков и геохимические признаки нефтегазоносности шельфа Восточно-Сибирского моря // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 4. С. 78–84.
4. Цыганкова И.П. Блоково-слоистая модель структуры Айонско-Аачимского района шельфа Восточно-Сибирского моря: Дис.... канд. геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 137 с.
5. Яшин Д.С., Б.И. Ким. Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 24–35.

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I. Структура литосферы и тектоническая эволюция Азии

<i>Архипов М.В.</i> Сравнительный анализ геохронологических и палеомагнитных данных пород кемской и силасинской свит Сихотэ-Алиньского орогена.....	6
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Некоторые особенности тектоники центрального звена Курильской островной дуги.....	9
<i>Бронников А.К.</i> Использование трёхмерных геоэлектрических моделей для изучения глубинного строения разломов на примере Курского разлома.....	12
<i>Буслов М.М.</i> Формирование земной коры Центральной Азии в результате дальнего тектонического воздействия Индо-Евразийской коллизии: современная геодинамика и сейсмичность.....	15
<i>Войнова И.П.</i> Вулканы района оз. Удэлье: петрогеохимия, обстановки формирования и геодинамические аналоги.....	18
<i>Войнова И.П.</i> Вулканы зон конвергенции сихотэ-алиньского орогенного пояса.....	21
<i>Гурьянов В.А., Амелин С.А., Юрченко Ю.Ю., Нигай Е.В., Арапов В.Н., Архипов М.В.</i> Раннемезозойские гранитоиды восточной части Буреинского массива: возраст и геодинамическая обстановка формирования.....	24
<i>Дербеко И.М.</i> Роль субдукционных процессов при закрытии восточного звена Монголо-Охотского бассейна. I. Монголо-охотский орогенный пояс.....	27
<i>Дербеко И.М.</i> Роль субдукционных процессов при закрытии восточного звена Монголо-Охотского бассейна. II. Обрамление Монголо-Охотского орогенного пояса.....	30
<i>Диденко А.Н., Ото Ш. (Shigeru Otoh), Кудымов А.В., Песков А.Ю., Архипов М.В., Мияке Ю. (Yuko Miyake)</i> Первые данные о возрасте детритовых цирконов Хабаровского, Самаркандского и Журавлевско-Амурского террейнов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса ...	33
<i>Заика В.А., Сорокин А.А.</i> Первые результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из метаосадочных пород Малотындинской впадины северного обрамления Монголо-Охотского складчатого пояса.....	36
<i>Заика В.А., Сорокин А.А.</i> Возраст и источники детритовых цирконов из палеозойских метатерригенных отложений Селемджинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса.....	38
<i>Зимин П.С.</i> Строение континентального склона восточного Приморья по магнитным данным.....	40
<i>Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.</i> Глубинные особенности литосферы минерагенических зон южного Сихотэ-Алиня.....	42
<i>Калинин Е.А.</i> Руководящие комплексы фауны (Bivalvia, Ammonoidea) морского мела на севере Сихотэ-Алиня и в Нижнем Приамурье.....	45
<i>Капун В.Б., Носырев М.Ю.</i> Строение литосферы южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований и плотностного моделирования.....	48
<i>Козаков И.К., Ковач В.П., Диденко А.Н.</i> Проблема массивов с неопротерозойской ювенильной корой в структуре раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: структурно-геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопные данные.....	51
<i>Копылов М.И.</i> Особенность строения литосферы юга Дальнего Востока и металлогения.....	54
<i>Крук Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Семенова Д.В., Крук Е.А., Руднев С.Н.</i> Геохимия и возраст раннепалеозойских пород основания Вознесенского террейна (Южное Приморье).....	58
<i>Кудымов А.В.</i> Механизм меловой турбидитовой седиментации Сихотэ-Алиня.....	61
<i>Кузнецов В.М.</i> Глубинное строение и тектоника юго-восточного фланга Верхояно-Чукотской складчатой области.....	64

<i>Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П.</i> Мезозойские гранитоиды удского комплекса: два типа, различных по возрасту и геодинамическим обстановкам формирования (юго-восточное обрамление Сибирского кратона)	67
<i>Лепешко В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Мельниченко Ю.И.</i> О структурных связях мантии, земной коры и рельефа в области Азиатско-Тихоокеанского сочленения	70
<i>Малиновский А.И.</i> Меловые террейны Дальнего Востока России: вещественный состав и обстановки формирования	73
<i>Мельниченко Ю.И., Гильманова Г.З., Лепешко В.В., Ли Н.С., Изосов Л.А., Рыбас О.В.</i> Особенности деформации дна северо-западной окраины Тихого океана	76
<i>Меркулова Т.В., Гильманова Г.З., Тусикова С.А.</i> Разломы северо-западной ориентировки по анализу геофизических полей, сейсмичности и рельефа на территории Приамурья	79
<i>Носырев М.Ю., Диденко А.Н.</i> Плотностная структура мантии Сихотэ-Алиньского орогена	82
<i>Оболкин А.П.</i> Построение поверхности кристаллического фундамента Алдано-Майского прогиба по материалам сейсмо-, грави- и магниторазведки	85
<i>Овчинников Р.О.</i> Возраст и природа протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи северной части Буреинского континентального массива	88
<i>Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М.</i> Возраст гранитоидов кивилийского комплекса центральной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Бурей)	91
<i>Песков А.Ю., Диденко А.Н., А.В. Кудымов, Каретников А.С., Архипов М.В.</i> Палеоширота формирования валанжинских песчаников пионерской свиты (Журавлевско-Амурский террейн, северный Сихотэ-Алинь)	93
<i>Полин В.Ф.</i> Анадырско-Бристольский вулканогенный пояс: история выделения, состав, строение, возраст; критерии отличия базальтов пояса от «верхних» базальтов смежных структур	97
<i>Проскурин Г.Ю., Юрченко Ю.Ю., Зеленугин В.Н., Песков А.Ю., Гольцин Н.А., Шупило Е.В., Рассказов С.Ю.</i> Новые данные по геологическому строению Аянского полуострова (западное Приохотье)	100
<i>Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Ёи-мин Сунь.</i> Эволюция мантии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре Азии: Rb-изотопные данные вулканических пород новейшего геодинамического этапа	102
<i>Старжинский С.С.</i> Двумерное моделирование в частотной области геоэлектрического разреза Татарского пролива	105
<i>Съедин В.Т., Валитов М.Г., Прокудин В.Г.</i> Строение и эволюция центральной котловины Японского моря	108
<i>Съедин В.Т., Валитов М.Г., Ли Н.С., Прошкина З.Н.</i> Особенности строения северного замыкания Центральной котловины Японского моря	112
<i>Уткин В.П.</i> Определяющая роль сдвигового тектогенеза в формировании Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканоплутонического пояса	115
<i>Шкодзинский В.С.</i> Природа эндогенных геологических процессов по данным о горячей гетерогенной аккреции Земли	118
<i>Юрченко Ю.Ю., Гольцин Н.А., Шупило Е.В., Змиевский Ю.П., Рассказов С.Ю., Анохина З.В.</i> Новые изотопно-геохимические данные о возрасте и составе мезозойских вулканических комплексов Малого Хингана (ЕАО, Дальний Восток)	121
<i>Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Никифоров А.В., Саватенков В.М.</i> Позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция востока Азии: магматизм, источники и геодинамическая природа	126

Раздел II. Петрология, геохимия и минерагения

<i>Белозеров Н.И., Попов А.А.</i> Минерагения Туранского горного сооружения как источник рудного вещества восточной части Зейско-Буреинского бассейна	130
---	-----

<i>Бердников Н.В., Мочалов А.Г., Невструев В.Г., Крутикова В.О.</i> Минералы платиновой группы в эксплозивных брекчиях месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия)	133
<i>Борискина Н.Г., Касаткин С.А., Хомич В.Г.</i> Геодинамические и металлогенические особенности Кунашир-Урупского звена Курильской островодужной системы	136
<i>Бучко И.В., Бучко Ир.В., Рождествина В.И.</i> Новые данные о минералах серебра зоны окисления серебро-полиметаллического месторождения Могот, Пристановой пояс	139
<i>Бучко Ир.В., Рождествина В.И., Бучко И.В.</i> Рамановская микро-спектроскопия гидрокарбонатов меди зоны окисления месторождения Могот (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона)	141
<i>Герасимов Б.Б.</i> Типоморфные признаки россыпного золота Билляхской тектоно-флюидитной зоны Анабарского щита (северо-восток Сибирской платформы)	144
<i>Гильманова Г.З., Горошко М.В.</i> Применение цифровых моделей рельефа при металлогенических исследованиях Идюмо-Хайканского купола метаморфических пород и Эльконского горста Алдано-Станового щита	147
<i>Голубева Е.М., Кондратьева Л.М., Шадрин О.С., Крутикова О.В.</i> Микроструктурный анализ новообразования при растворении природных карбонатов кальция <i>in vitro</i>	150
<i>Гурович В.Г.</i> Физические свойства пород Преддзугдзурского прогиба Охотско-Чукотского вулканического пояса	153
<i>Дугин С.В., Кузьминых В.М.</i> Зола благовещенской ТЭЦ как перспективное сырьё для извлечения редкоземельных и рассеянных элементов	156
<i>Каретников А.С., Песков А.Ю., Гурьянов В.А.</i> Палеомагнетизм дунитов массива Инагли (Якутия)	159
<i>Козлова О.В., Невструев В.Г.</i> Проблемы металлогенического анализа тектонических структур Юга Дальнего Востока	162
<i>Копылов М.И.</i> Типы фосфоритовых, марганцевых, железных руд и критерии их рудоотложения в Удско-Шантарском районе	165
<i>Крюков В.Г.</i> Особенности рудолокализации на месторождении золота Делькен (Приамурье)	168
<i>Крюков В.Г.</i> Структуры золоторудных объектов Приамурья	171
<i>Кулаков В.В., Бердников Н.В., Крутикова О.В.</i> Особенности вторичного минералообразования в аллювиальном водоносном горизонте Тунгусского месторождения	174
<i>Манилов Ю.Ф.</i> Использование петрофизической информации при региональном геологическом изучении Приамурья	177
<i>Митрохин А.Н., Неволин П.Л., Уткин В.П.</i> Особенности структурно-динамического контроля складчатых проявлений апт-маастрихтского орогенного золота в Приморье	179
<i>Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О.</i> Петрографическая и металлогеническая зональности магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса	182
<i>Мочалов А.Г.</i> Россыпеобразующие минералы платины щелочно-ультраосновного массива Кондёр: особенности онтогении и генезиса (Хабаровский край, Россия)	185
<i>Неволин П.Л., Митрохин А.Н., Уткин В.П.</i> Складчатость Приморья как приоритетный минерагенический фактор	188
<i>Невструев В.Г.</i> Геодинамические условия формирования платиноидов на Малом Хингане (Россия)	192
<i>Нигаи Е.В.</i> Золотоносные коры выветривания восточного и северо-восточного обрамления Среднеамурской впадины (Хабаровский край)	195
<i>Нигаи Е.В., Гурьянов В.А.</i> К вопросу о золотоносности диоритов раннемелового иороханского комплекса (Буреинский массив)	198

<i>Носырев М.Ю.</i> Физические неоднородности литосферы и прогноз меторождений полезных ископаемых (на примере золотого оруденения Верхне-Амурского региона)	201
<i>Песков А.Ю., Крутикова В.О., Захарченко Е.Н., Чаков В.В., Климин М.А., Каретников А.С., Диденко А.Н.</i> Магнетизм торфяников междуречья рек Хор и Кия, Сихотэ-Алинь (предварительные данные).....	204
<i>Раткин В.В., Валуи Г.А., Елисеева О.А., Симаненко Л.Ф.</i> Южно-Сихотэ-Алинская рудная провинция: геодинамика, магматизм и металлогения.....	208
<i>Рождествина В.И., Бучко Ир.В.</i> Рамановская микро-спектроскопия изоморфных замещений в структуре барита зоны окисления месторождения Могот (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона)	211
<i>Савчук Ю.С., Волков А.В., Аристов В.В.</i> О структурной зональности месторождений золота в зоне Тенькинского разлома (Центрально-Колымский регион).....	215
<i>Сорокин А.А., Кадашикова А.Ю., Пономарчук А.В., Травин А.В., Пономарчук В.А.</i> ⁴⁰ Ag/ ³⁹ Ag возраст золото-серебряного оруденения месторождения Покровское (северо-восточная часть Аргунского континентального массива).....	218
<i>Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А.</i> Редокс-фон при формировании региональных зон магматических пород ильменитовой и магнетитовой серий.....	221
<i>Турсунметов Р.А., Абдуллаев Б.Д., Жураев М.Р.</i> Опыт изучения синфазности эволюция тектонической структур, связанных с термоминеральными и промышленными водами	224
<i>Ханчук А.И., Мочалов А.Г., Рассказов И.Ю., Якубович О.В., Бердников Н.В., Невструев В.Г.</i> Изотопный возраст самородной платины из флюидолитов андезитового состава месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия)	227
<i>Хомич В.Г., Касаткин С.А., Борискина Н.Г.</i> Минерагеня Южно-Охотской провинции и глубинная геодинамика	230
<i>Чащин А.А., Попов В.К., Будницкий С.Ю., Чащин С.А., Вельдемар А.А., Остапенко Д.С.</i> Калий-аргоновые датировки и геохимические характеристики эоцен-олигоценых вулканитов Нарвской впадины (Юго-Западное Приморье).....	233
<i>Черепанов А.А.</i> Оценка возможности применения технологии переработки «ионных» руд для извлечения редкоземельных элементов из пород Дальнего Востока	236
<i>Черепанов А.А., Бердников Н.В.</i> Редкие земли, золото, платиноиды и другие рудные элементы в фосфоритах Малого Хингана (ЕАО)	239
<i>Шевырев С.Л., Carranza E.J.M., Анциферова Г.А.</i> Геодинамическое моделирование условий формирования благороднометалльных месторождений юга Сихотэ-Алинского горно-складчатого пояса для приложения технологий дистанционного зондирования земли	242
<i>Юшманов Ю.П.</i> Золотоносные вихревые структуры в сдвиговых дуплексах Центральной Колымы и Нижнего Приамурья.....	245
<i>Юрченко Ю.Ю., Речкин А.Н., Черкашина Н.В., Жегунов П.С., Белякова А.А.</i> Критерии прогноза благороднометалльного оруденения в пределах островов Шумшу и Парамушир (северная группа островов Большой Курильской гряды)	249
<i>Liu Jinlong, Bao Qingzhong, Chen Liangxi, Wang Qingshuang.</i> Study on genesis of gold deposits in the ji'nan metallogenic belt, jilin province: examples from the nancha and huanggoushan gold deposits	252
<i>Wang Qingshuang, Bao Qingzhong, Liu Jinlong, Chen Liangxi.</i> Geochemical characteristics of rocks and genesis of gold deposits in Xianfengbeishan area, Heilongjiang province.....	254

Раздел III. Современная геодинамика, сейсмичность и сейсмотектоника

<i>Ардюков Д.Г., Тимофеев В.Ю., Тимофеев А.В., Бойко Е.В.</i> Новосибирская станция космической геодезии «NVSK» и плитное движение	257
<i>Быков В.Г., Меркулова Т.В.</i> Миграция землетрясений и скрытые разломы	260
<i>Еришов В.В.</i> Геохимическая характеристика продуктов деятельности грязевых вулканов Азербайджана	263
<i>Еришов В.В.</i> Сопоставление валового химического состава сопочной брекчии грязевых вулканов из разных регионов мира	266
<i>Жижерин В.С., Серов М.А.</i> Модель деформирования земной коры области сочленения Евразийской и Амурской плит (Верхнее Приамурье)	269
<i>Закутин А.С.</i> Переходные процессы сейсмического режима Сахалина по данным современных инструментальных измерений	272
<i>Кокочкин А.А.</i> Знакопеременно-сдвиговая модель формирования Байкало-Удской рифтовой системы	275
<i>Кокочкин А.А.</i> Специфика оползнеобразования на рыхлом и скальном субстрате: на примерах оползней Среднего Поволжья и Бурейского	278
<i>Кулаков В.В., Махинов А.Н., Копылов М.И.</i> Возможные причины и механизм схода Буреинского оползня	281
<i>Лунева М.Н., Пупатенко В.В.</i> Сейсмическая анизотропия и течение мантии в области Амурской плиты	284
<i>Никифоров В.М., Шкабарня Г.Н., Жуковин А.Ю.</i> Изучение линейных электропроводящих коровых сейсмогенных структур Сихотэ-Алиньской складчатой системы методом магнитотеллурического зондирования	287
<i>Онухов Ф.С.</i> Тектонические террасированные горные склоны в Нижнем Приамурье	291
<i>Прытков А.С., Василенко Н.Ф., Фролов Д.И.</i> Межплитовый каплинг Курило-Камчатской зоны субдукции	294
<i>Пупатенко В.В.</i> GPS/ГЛОНАСС в системе предупреждения о цунами: перспективы для Дальнего Востока России	297
<i>Рассказов И.Ю., Усиков В.И., Саксин Б.Г.</i> Использование методов ДЗЗ при изучении современной геодинамики Сихотэ-Алинского орогенного пояса и комплексной оценки НДС горного массива Николаевского месторождения	309
<i>Серов М.А., Жижерин В.С., Перевалова Н.П., Жеребцов Г.А.</i> GPS-мониторинг ионосферных возмущений от стартов ракет с космодрома Восточный	303
<i>Сысоев Д.В., Шестаков Н.В., Нечаев Г.В., Орляковский А.В., Герасименко М.Д.</i> Исследование современных движений земной коры островов архипелага императрицы Евгении по данным ГНСС-наблюдений	304
<i>Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Тимофеев А.В., Бойко Е.В., Ардюков Д.Г.</i> Вариации скорости вращения земли и геофизические эффекты	306

Раздел IV. Строение осадочных бассейнов и их углеводородный потенциал

<i>Алексеев С.Н., Онухов Ф.С.</i> Неотектоника рифтогенных впадин Нижнего Приамурья	310
<i>Горнов П.Ю.</i> Геотермия Алдано-Майского осадочного бассейна	313
<i>Жураев М.Р., Абдуллаев Б.Д., Умурзаков Р.А., Турсунметов Р.А.</i> Уточнение литолого-фациальных факторов при формировании сероводородной воды в Бухаро-Хивинском артезианском бассейне	316
<i>Жураев М.Р., Абдуллаев Б.Д., Умурзаков Р.А., Ибрагимов А.С.</i> Прогнозирование перспективных площадей формирования сероводородных вод Сурхандарьинского Артезианского бассейна	319
<i>Кириллова Г.Л.</i> Строение меловых аккреционных комплексов Приамурья	322

<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Первалов А.В.</i> Новые данные о седиментогенезе и возрасте осадочных толщ долины р. Селенга в Западном Забайкалье	325
<i>Крапивенцева В.В., Вялов В.И.</i> Распределение редкоземельных и других редких и ценных элементов металлов в угленосных отложениях Ушумунского буроугольного месторождения Среднеамурского осадочного бассейна	328
<i>Кузнецов В.Е.</i> Сравнительная характеристика глубинной тектоники Алдано-Майской и Куюмбинской рифтовых зон Сибирской платформы в связи с проблемой их нефтегазоносности	331
<i>Медведева С.А.</i> Редкоземельные элементы в юрско-меловых терригенных породах бассейна р. Лимури (горинская подзона Баджало-Горинской структурно-формационной зоны) ..	334
<i>Медведева С.А.</i> Реконструкция мезозойского климата на основе литохимических данных	336
<i>Обжиров А.И., Телегин Ю.А., Шакиров Р.Б.</i> Источники потоков газов и газогидратов в Охотском море.....	338
<i>Развожаева Е.П.</i> Строение нижнерифейского осадочного комплекса Алдано-Майского осадочного бассейна.....	341
<i>Севостьянова Р.Ф.</i> О влиянии дизъюнктивных дислокаций на строение и размещение месторождений нефти и газа на севере Непско-Ботубинской антеклизы	344
<i>Ситников В.С., Севостьянова Р.Ф.</i> О роли рифтогенеза в формировании углеводородного потенциала Сибирской платформы	347
<i>Шадрин С.В.</i> Строение и перспективы нефтегазоносности кристаллического фундамента Западной Сибири	350
<i>Шакиров Р.Б., Обжиров А.И., Шакирова М.В., Телегин Ю.А.</i> Тектонический контроль газогидратных скоплений в морях Восточной Азии	353
<i>Шкабарня Н.Г., Шкабарня Г.Н.</i> Возможности электрических зондирований при изучении осадочных бассейнов Дальневосточного региона	354
<i>Голозубов В.В., Малиновский А.И., Крук Н.Н.</i> Лаоэлин-Гродековский террейн – фрагмент позднепалеозойской-раннемезозойской активной окраины в Центрально-Азиатском подвижном поясе	357
<i>Швалов Д.А., Яцук А.В., Шакиров Р.Б., Лифанский Е.В.</i> Особенности распределения углеводородных газов в осадках северного замыкания центральной котловины Японского моря (по результатам 81 рейса нис «Академик М.А. Лаврентьев», 2018 г.) ..	360
<i>Яцук А.В., Гресов А.И.</i> Роль тектонического фактора в формировании и распределении газоносности донных осадков юго-восточного сектора Восточно-Сибирского моря	363
<i>Содержание</i>	365

Научное издание

ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАГЕНИЯ
ВОСТОКА АЗИИ

X Косыгинские чтения

Материалы Всероссийской конференции

с международным участием

10–12 сентября 2019

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 225 экз.