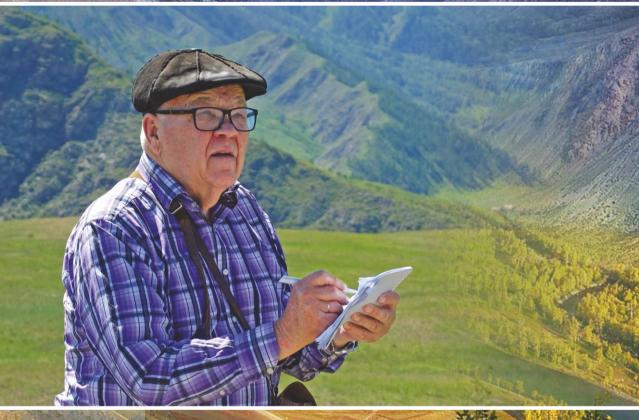


II В С Е Р О С С И Й С К А Я НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ



ДОБРЕЦОВСКИЕ ЧТЕНИЯ: НАУКА ИЗ ПЕРВЫХ РУК

Сборник содержит материалы симпозиума «Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах», посвященный 130-летию чл.-корр. АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова

Новосибирск 2024

ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН

ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. А.А. ТРОФИМУКА СО РАН ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА СО РАН ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. Н.Л. ДОБРЕЦОВА СО РАН

ИНСТИТУТ АРХЕОЛОГИИ И ЭТНОГРАФИИ СО РАН НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ДОБРЕЦОВСКИЕ ЧТЕНИЯ: НАУКА ИЗ ПЕРВЫХ РУК

Материалы Второй Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающего ученого и организатора науки академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова 18–26 июля 2024 г. Новосибирск – Горный Алтай, Россия

САМОСТОЯТЕЛЬНОЕ ЭЛЕКТРОННОЕ ИЗДАНИЕ

УДК 551.2/.3+55:531+550.3 ББК 26 321+33 14-11+26 2 Д55

> Программный и организационный комитет Председатели: академик РАН В.Н. Пармон (Президиум СО РАН) академик РАН М.И. Эпов (ИНГГ СО РАН) Заместитель председателя: д-р геол.-мин. наук М.М. Буслов (ИГМ СО РАН)

Члены комитета:

академик РАН В.А. Верниковский (НГУ), академик РАН М.П. Федорук (НГУ), академик РАН В.С. Шацкий (ИГМ СО РАН), чл.-кор. РАН Д.П. Гладкочуб (ИЗК СО РАН), чл.-кор. РАН В.Н. Глинских (ИНГГ СО РАН), чл.-кор. РАН Н.Н. Крук (ИГМ СО РАН), чл.-кор. РАН И.Ю. Кулаков (ИНГГ СО РАН),

чл.-кор. РАН Е.В. Скляров (ИЗК СО РАН), академик РАН Н.П. Похиленко (ИГМ СО РАН), чл.-кор. РАН Д.В. Метелкин (НГУ, ИНГГ СО РАН), д-р геол.-мин. наук М.М. Буслов (ИГМ СО РАН) д-р геол.-мин. наук С.М. Жмодик (ИГМ СО РАН), д-р геол.-мин. наук А.А. Цыганков (ИГ СО РАН), канд. геол.-мин. наук Н.В. Максимова (Президиум СО РАН), канд. геол.-мин. наук Т.В. Чудаева (Президиум СО РАН)

Организационный комитет:

Председатель орг. комитета: д-р геол.-мин. наук М.М. Буслов (ИГМ СО РАН

Ответственные секретари:

д-р геол.-мин. наук Е.А. Мельник (ИНГГ СО РАН), канд. геол.-мин. наук А.В. Котляров (ИГМ СО РАН), канд. геол.-мин. наук: И.Н. Мягкая (ИГМ СО РАН). канд. геол.-мин. наук А.В. Куликова (ИГМ СО РАН)

Руководитель информационно-технического сопровождения: Р.А. Беляев (сектор информационных технологий ИГМ СО РАН)

Добрецовские чтения: Наука из первых рук: Материалы Второй Всероссийской научной конференции, посвященной памяти академика РАН Н.Л. Добрецова (18–26 июля Д 55 2024 г. Новосибирск-Горный Алтай, Россия) / Програм. и орг. комитет: В.Н. Пармон [и др.]: Отд-ние наук о Земле РАН [и др.]. – Новосибирск: СО РАН, 2024. – 1 опт. компакт-диск (CD-ROM)

ISBN 978-5-6050996-2-8

В сборнике представлены труды Второй Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающего ученого и организатора науки академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова. Представлены материалы симпозиума «Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах», посвященного 130-летию члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова.

> УДК 551.2/.3+55:531+550.3 ББК 26.321+33.14 11+26.2

Издается в авторской редакции.

ISBN 978-5-6050996-2-8 DOI 10.53954/9785605099628 © Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 2024

© Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 2024



В данном выпуске трудов второй конференции "Добрецовские чтения: наука из первых рук", посвященной памяти великого ученого и организатора наук академика Н.Л. Добрецова, представлены работы его учеников и коллег. Организаторами конференции являются Отделение наук о Земле РАН (Москва), Сибирское отделение РАН (Новосибирск), Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (Новосибирск), Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск), Новосибирский государственный университет (Новосибирск), в которых работал Николай Леонтьевич и где раскрылся его творческий и организаторский талан.

Основные разделы конференции:

- 1. Академик Н.Л. Добрецов организатор науки
 - Организатор интеграционных междисциплинарных проектов
 - Современное состояние интеграционных междисциплинарных исследований
- 2. Глобальная геодинамика и корреляция геологических процессов
 - Ранние этапы становления и эволюции Земли
 - Тектоника литосферных плит и плюм-тектоника, палеотеконические и палеогеографические реконструкции
 - Геодинамика древних и современных океанов
 - Магматические, метаморфические и рудообразующие процессы в различных геодинамических обстановках
 - Внутриплитная активность, горообразование, осадконакопление, сейсмичность и палеоклиматические изменения
 - Теоретическое и экспериментальное моделирование глубинных геодинамических процессов
- 3. В рамках конференции проведен Симпозиум «Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах», посвященный 130-летию членакорреспондента АН СССР, профессора Ф.Н. Шахова.

Добрецов Николай Леонтьевич (1936–2020 г.)

Николай Леонтьевич Добрецов родился 5 января 1936 г. в Ленинграде. После окончания школы с золотой медалью поступил в Ленинградский горный институт на геолого-разведочный факультет. Трудовую деятельность Николай Леонтьевич начал в Алтайской геолого-съемочной экспедиции в должности геолога, а затем — начальника партии. Здесь проявился его талант геолога— съемщика по составлению геологических карт, информация для которых собирается в многочисленных маршрутах «из первых рук» наедине с природой. В Сибирском отделении Николай Леонтьевич начал работать с 1960 г.: младшим, затем старшим научным сотрудником (1960—1971), зав. лабораторией (1972—1980) Института геологии и геофизики (г. Новосибирск), зав. лабораторией Института тектоники и геофизики ДВЦ АН СССР (г. Хабаровск, 1971—1972), директором Геологического института в Улан-Удэ (1980—

1988), председателем Президиума Бурятского научного центра СО АН СССР (1987– 1988), директором Института геологии и геофизики СО АН СССР (1988–1990), генеральным директором Объединенного института геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН им. А.А. Трофимука (1990–2006), директором Института геологии ОИГГМ (1990–2006), директором-организатор Института геологии и минералогии СО РАН (2006–2007), первым зам. председателя Президиума СО АН СССР – РАН (1990–1997), председателем Сибирского отделения РАН (1997–2007), вице-президентом РАН (1997-2007). Более 50 лет Н.Л. Добрецов преподавал на кафедре минералогии и петрографии Новосибирского государственного университета. Николай Леонтьевич был избран первым вице-президентом (2000–2002), президентом (2002–2004), почетным президентом (2004) Ассоциации академий наук Азии, иностранным членом нескольких зарубежных академий наук, почетным доктором и профессором ряда зарубежных и российских университетов. Николай Леонтьевич Добрецов лауреат Государственной премии РФ (1997), Ленинской премии (1976), премии РАН им. академика В.И. Смирнова (1997), общенациональной неправительственной Демидовской премии (1999), премии им. А.Н. Косыгина Российского союза товаропроизводителей (2003), Лаврентьевской премии (2007). Он награжден орденами Трудового Красного Знамени (1986), за заслуги перед Отечеством II степени (2007), Дружбы (Китай, 2006), медалью Монгольской академии наук (2006), орденом «Данакер» Республики Киргизия (2005).

Н.Л. Добрецову принадлежит выдающаяся роль в создании учения о метаморфических фациях и формациях; в разработке петрологических моделей офиолитовых комплексов земной коры; в исследованиях глубинной геодинамики и глобальных изменений природной среды и климата; в обосновании определяющего влияния плюмов на тектонику плит, металлогению и глубинную геодинамику Земли. Н.Л. Добрецов – основатель и лидер научной школы «Глобальная геодинамика и корреляция геологических процессов эволюции Земли». Под его руководством с 1997 по 2008 г. реализовывалась программа реструктуризации СО РАН, включая развитие интеграционных междисциплинарных исследований, обновление научного оборудования, поддержку молодых научных сотрудников. При активном участии Н.Л. Добрецова и сотрудников институтов СО РАН разработана и утверждена Правительством РФ «Стратегия экономического развития Сибири» (2002). В 2006 г. подготовлена ее обновленная редакция, а также концепция Федеральной целевой программы социально-экономического развития Сибири. Им проводилась большая научно-организационная работа в составе Совета по науке и высоким технологиям при Президенте РФ, Национального комитета по Международной геосферно-биосферной программе, других научных советов, редколлегий научных журналов.

В 1963 г. Н.Л. Добрецов защитил кандидатскую диссертацию на тему «Жадеитовые породы в гипербазитах Западных Саян и других регионов». Этим комплексам пород был посвящен цикл научных работ, в том числе и докторская диссертация на тему «Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис», которую Н.Л. Добрецов защитил в 1970 г. В соавторстве с академиком В.С. Соболевым и его учениками Николай Леонтьевич опубликовал ряд статей и монографий, в которых с принципиально новых позиций рассмотрены проблемы учения о метаморфических фациях и формациях, даны новые классификации. В числе этих работ был четырехтомный фундаментальный труд «Фации метаморфизма» (1970). Достижения Сибирской школы петрологов были высоко оценены

отечественной и зарубежной геологической общественностью и удостоены в 1976 г. высшей награды страны – Ленинской премии. Н.Л. Добрецову вместе с коллегами удалось установить основные закономерности распространения различных фаций регионального метаморфизма, разработать основные принципы составления обзорных карт метаморфизма и составить серию карт. Среди них следует выделить: «Карту метаморфических фаций СССР» (1966); «Карту метаморфических фаций восточной части Средней Азии» (1971); «Метаморфическую карту Европы» (1973) и «Метаморфическую карту Азии» (1974). Опыт составления карт метаморфизма, безусловно, помог Николаю Леонтьевичу в дальнейшей работе – при составлении геодинамических карт, геологическом картировании кокчетавского субдукционноколлизионного комплекса, содержащего уникальные проявления эклогитов и алмазоносных метаморфических пород, формирующихся в зоне субдукции на глубинах до 200 км. Результаты работ реализованы в серии, в том числе в специальном выпуске журнала «Геология и геофизика» за 2006 г. Значительное место в научных изысканиях Николая Леонтьевича заняли офиолиты. Он предложил одну из первых классификаций офиолитовых комплексов, разработал петрологические модели офиолитов и доказал петрологическую общность различных частей офиолитового разреза. Для этого Николай Леонтьевич принял участие в нескольких океанских экспедициях, изучая дно океанов на глубоководных аппаратах, он исследовал известные офиолитовые разрезы мира и открыл новые офиолитовые комплексы в Сибири и на Урале. В этом цикле работ кроме множества статей в журналах необходимо выделить монографии «Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)» (1977), «Геология дна Филиппинского моря» (1980), «Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии» (1985). Приняв концепцию тектоники литосферных плит, Николай Леонтьевич внес колоссальный вклад в реализации ее представлений для расшифровки строения и геодинамической эволюции Евразийского континента, и в целом в становление ее современного состояния- плюм-тектоники, объясняющей строение и развитие Земли в взаимосвязи с процессами, происходящими в ядре и мантии. Результаты этих исследований отражены в двух фундаментальных монографиях: «Введение в глобальную петрологию» (1980) и «Глобальные петрологические процессы» (1981). С появлением и распространением концепции тектоники литосферных плит в 1970-е годы Н.Л. Добрецов все больше внимания уделял проблемам общей геологической теории и проблемам геотектоники. На основе теоретического анализа строения и развития Земли он рассматривал глобальные процессы магматизма и метаморфизма как отражение общей гравитационно-геохимической дифференциации планеты. Модельный подход позволил ему провести корреляцию эндогенных процессов. Используя данные петрологии, экспериментального и численного моделирования, Николай Леонтьевич совместно со своими коллегами обосновал модель двухслойной конвекции в мантии с активным влиянием мантийных струй [Кирдяшкин и др., 2004; Добрецов, 2008; Добрецов и др., 2009, 2010]. Основы новой концепции отражены в серии публикаций, среди которых особо выделяется монография «Глубинная геодинамика» (1994; 2-е издание 2001). За цикл этих работ Н.Л. Добрецову вместе с его коллегами была присуждена Государственная премия Российской Федерации (1997).

Идеи Н.Л. Добрецова, основанные на концепции тектоники литосферных плит, во многом определили направление работ в Центральной Азии. Наиболее крупные

исследования, основанные на представлениях плитной тектоники в Центральной Азии, состоялись в 1989–1993 гг. и реализованы в Международном проекте ІССР № 283 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана», руководимом Н.Л. Добрецовым, Л.П. Зоненшайном, Р.Г. Колманом и Сяо Сючанем. В 1991 г. под его руководством было организовано и проведено Всесоюзное совещание «Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири», в 1993 г. Международное совещание по проекту IGCP № 283 и геологическая экскурсия на Горном Алтае, в которой Н.Л. Добрецовым и коллегами, на примере геологического строения Курайской зоны Горного Алтая, были показаны деформированные позднепалеозойскими сдвигами структуры вендско-кембрийской аккреционной призмы, океанические и островодужные офиолиты; впервые в Алтае-Саянском регионе были выделены палеосимаунты, представляющие собой древние проявления магматизма горячих точек. Результатом работ по проекту явилось создание «Геодинамической карты Центральной Азии» м-ба 1:2 500 000, вышедшей в свет в 1995 г., а также спецвыпуска журнала «Геология и геофизика» за 1994 год. На геодинамической карте и в статьях приводятся новые данные структурно-вещественного, палеонтолого-стратиграфического, геохронологического, геохимического, палеомагнитного и других видов анализа, которые позволили сравнить палеогеодинамическую эволюцию складчатых сооружений Центральной Азии с эволюцией мезозойско-кайнозойских и современных активных окраин континентов.

Итогом международного проекта IGCP № 283 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана» явилось выделение на территории Южной Сибири, Казахстана и Монголии [Berzin, Dobretsov, 1993; Берзин и др., 1994; Добрецов и др., 2005] нескольких разновозрастных аккреционно-коллизионных зон, образованных в течение венда-раннего карбона последовательным причленением к Сибирскому континенту островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий. Коллизия перечисленных структур друг с другом и Сибирским континентом на фоне эволюции океанов является основным механизмом структурно-вещественных преобразований земной коры Центральной Азии в венде-палеозое. Продолжением этих исследований является Международный проект МПГК № 420 (1998–2002 гг.) «Рост континентальной коры в фанерозое: доказательства из Центральной Азии» (руководители Н.Л. Добрецов, Б.-М. Чжан, А.Г. Владимиров). Новый этап исследований, инициировался Н.Л. Добрецовым при создании программ ОНЗ «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса» (2003–2005 гг., координаторы Ю.Г. Леонов, Е.В. Скляров), «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования» (2006–2008 гг., координаторы Е.В. Скляров, М.Г. Леонов), «Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ» (2009–2010 гг., координаторы Н.Л. Добрецов, М.А. Федонкин, В.В. Ярмолюк). Выполнение этих программ сопровождалось подготовкой спецномеров журнала «Геология и геофизика» в 2007 и 2010 гг. под редакцией Е.В. Склярова. В последнее время он руководил программой ОНЗ «Геодинамика, геомеханика и геофизика», венцом которой было проведение совещаний на полигоне Института археологии и этнографии СО РАН «Денисова пещера» на Горном Алтае. Результаты ее выполнения опубликованы в статьях за 2016–2022 года в журнале «Геология и геофизика».

Колоссальная энергия и стремление получения новых данных "из первых рук" от природы позволили Николай Леонтьевичу участвовать более чем в 50-ти экс-

педициях во многих регионах Земли, изучать геологию дна Атлантического океана и Байкала, высокогорных хребтов Памира и Восточного Саяна, действующих вулканов Камчатки. Именно в экспедициях он был необычайно открыт и счастлив от возможности получения информации для новых открытий, общения с природой и коллегами.

В публикациях последних лет Н.Л. Добрецов рассмотрел основные пики и периодичность плюмовой активности как правило, совпадающей с эпохами крупных тектонических перестроек, однако ее проявления в регионах Центральной Азии изучены пока с разной степенью детальности. Развитие плюмов приводит к излиянию значительных объемов базальтовых магм на континентах, формируя платобазальты и интрузивные комплексы, а в океанических условиях — океанические поднятия и острова. Плюмы влияют на эволюцию геосферы и биосферы [Добрецов и др., 2006].

Шахов Феликс Николаевич (1894–1971 г.)

Шахов Феликс Николаевич – член-корреспондент Академии Наук СССР (1958), профессор (1935), доктор геолого-минералогических наук (1940), выпускник старейшего в Сибири Томского политехнического института, воспитанник и последователь патриархов Сибирской геологической школы В.А. Обручева, М.А. Усова и П.П. Гудкова. Он является общепризнанным основателем рудно-геохимического направления в Сибири и организатором обучения и подготовки геологов-уранщиков в Сибири. Шахов Ф.Н. был награждён орденами Святой Анны 3-й степени (1914 г.), Ленина (1944 г.), Трудового Красного Знамени (1946, 1967 гг.). В честь Ф.Н. Шахова назван минерал шаховит (Hg₄SbO₃(OH)₃).

Шахов Ф.Н. родился 24 октября 1894 в с. Белоярское Барнаульского уезда Томской губернии в семье казака Сибирского казачьего войска. В 1911 году Ф.Н. Шахов поступил в Томский Технологический Институт, нынешний Национальный исследовательский Томский политехнический университет. Мировая война, а затем и гражданская не раз прерывали его учебу. Так, в составе сапёрной команды подпоручик Ф.Н. Шахов участвовал в Брусиловском прорыве — крупнейшем сражении Первой мировой войны. Ф.Н. Шахов был награждён боевым орденом Святой Анны 3-й степени за личную храбрость, отличившись в рукопашных схватках с противником.

Ф.Н. Шахов – непревзойдённый диагност рудных минералов. В 1935 году им был написан один из первых учебников в стране «Главнейшие рудообразующие минералы», изданный в Томске в 1942 г. Основные принципы работы Шахова – только собственные тщательные полевые исследования с глубоким анализом геологического строения и рудоносности районов работ. Особое внимание он уделял текстурному анализу рудной минерализации, выявляя её генетическое своеобразие, и на основании громадного фактического материала создал монографию «Текстуры руд» (1961), которую можно использовать не только в качестве геологического учебного пособия, но и как образец ясного и четкого литературного изложения, и описания сложных природных явлений. Важнейшее значение имели монографии Ф.Н. Шахова: «К теории контактовых месторождений» (1947 г.), «Геология жильных месторождений» (1964 г.), «Магма и руды» (1966 г.), а также немногочисленные статьи. Не случайно академик А.Е. Ферсман в известной монографии «Геохимия»

назвал Феликса Николаевича Шахова, в числе наиболее ярких ученых страны, успешно развивающих геохимические идеи. Парагенетические схемы по рудам Тельбесского месторождения в Горной Шории, разработанные Ф.Н. Шаховым, были включены А.Е. Ферсманом в его учебник по геохимии.

В 1954 году Феликс Николаевич организует и возглавляет в ТПИ кафедру «Месторождений полезных ископаемых и разведки руд редких и радиоактивных элементов», главной задачей которой была подготовка специалистов по обеспечению государства стратегическим урановым сырьём. И 725 её воспитанников справилось с этой грандиозной задачей, открыв более 46 месторождений и 2 урановых провинций, в том числе уникальных. Среди выпускников кафедры 16 докторов и более 80 кандидатов наук.

В 1957 году Ф.Н. Шахов был приглашён на постоянную работу в Новосибирский институт геологии Западно-Сибирского филиала АН СССР, где до этого работал по совместительству. В 1958 году академиком А.А. Трофимуком было сделано предложение Ф.Н. Шахову возглавить лабораторию геохимии редких элементов Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН, а затем и отделение геохимии Института геологии и геофизики. В этот период жизни Ф.Н. Шахов проявил огромный организаторский талант. Вот далеко неполный перечень того, что он сделал в новосибирский период жизни:

- 1. Создание и руководство Отделом и лабораторией геохимии редких элементов;
- 2. Организация и проведение региональных и Всесоюзных научных совещаний и конференций (по проблемам золоторудных месторождений; происхождение рудных столбов; геологии редких элементов и Первого радиогеохимического совещания (1972 г.);
- 3. Освоение и внедрение в практику работы отдела и лаборатории комплекса современных физико-химических методов анализа (атомная абсорбция, нейтронная активация, «КАНИФЕР» камера низкого фона естественной радиоактивности);
- 4. Освоение и внедрение новых приёмов подготовки минералов для исследования;
- 5. Редактирование диссертаций, монографий, сборников материалов и статей, в том числе переводных по урановой тематике.
- Ф.Н. Шахов внимательно и бережно относился к разным геохимическим школам, но при этом обращал внимание на особенность своего подхода, который заключался в абсолютной связи, неотрывности геохимических исследований от геологии изучаемых объектов. Он подчеркивал необходимость совместного геохимического и геологического картирования, выявления не просто статистические параметры распределения элементов в породах и рудах, но и их зависимости от геологических процессов и от геохимических свойств элементов.

Программный комитет конференции

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, 2016 г.:

«Человечеству, homo sapiens отведено ещё 100 млн лет, если оно не уничтожит себя раньше. В результате исследований удалось показать кумулятивный вклад в биосферу разных групп организмов с тремя максимумами (около 1,7; 1,0 и 0,5 млрд лет назад), определяемый, в основном, эволюцией поверхностной температуры. Максимальные колебания температуры на поверхности, связанные с оледенениями, фиксируются, начиная с 0,8 млрд лет назад и будут ещё продолжаться 0,8 млрд лет, после чего исчезнут высшие организмы. Ещё через 1,2 млрд лет исчезнут простые эукариоты, через 1,6 млрд лет исчезнут прокариоты и всякая жизнь».

200

Есть ещё время оставить след. Есть ещё время любить.



ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕГАТРЕЩИНОВАТОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОКА КАМЧАТКИ С СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТЬЮ И ВУЛКАНИЗМОМ

А.О. Агибалов^{1, 2}, Г.Р. Балашов², А.А. Сенцов²

¹ Москва, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова ² Москва, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН agibalo@yandex.ru

К наиболее значимым современным эндогенным процессам, происходящим на полуострове Камчатка и влияющим на хозяйственную деятельность человека, относятся вулканизм и сейсмичность. Они связаны с характером тектонической раздробленности геосреды, которая может быть оценена геоморфологическими методами. На примере юго-востока Камчатки нами проанализирована связь морфометрических параметров рельефа, отражающих мегатрещиноватость верхней части литосферы, с малоглубинной (до 45 км) современной сейсмичностью и вулканизмом. Район исследований расположен в восточной части Камчатской провинции складчато-глыбовых и вулканических хребтов в пределах 2 областей – Восточного складчато-глыбового хребта и вулканов (1) и Вулканического нагорья (2) [1].

Нами было установлено, что большинство вулканических построек разного масштаба (от стратовулканов до моногенных лавовых конусов) находятся в областях слабо расчлененного рельефа, отличающегося низкой удельной протяженностью линеаментов и разломов, закартированных в масштабе 1 : 200 000. Отметим, что между плотностью линеаментов и разломов существует заметная численная корреляция (коэффициент ранговой корреляции Спирмена составляет 0.58), а ориентировки разломов и водотоков во многом схожи: на обеих розах-диаграммах проявлены 2 доминирующих направления простирания — северо-западное и северо-восточное. Это свидетельствует об информативности геоморфологических данных для оценки тектонической раздробленности геосреды в изучаемом районе. В области, где значения плотности линеаментов, разломов и водотоков, а также крутизны склонов и глубины вертикального расчленения рельефа меньше медианных, попадает большинство (70, 85, 57, 52 и 54 % соответственно) вулканических построек (N = 646).

Согласно [2], на изучаемой территории за исторический период наблюдений произошло 128 малоглубинных тектонических землетрясений с $Ml \ge 4.5$. Из-за того, что ряд эпицентров расположен на склонах крупных стратовулканов, нами рассмотрены только 78 событий. Большинство эпицентров приурочено к положительным аномалиям плотности разломов, крутизны склонов и глубины вертикального расчленения рельефа: доля эпицентров, находящихся в областях, где значения этих морфометрических параметров превышают медианные, составляет 88, 57 и 55 %, соответственно (рис. 1).

Таким образом, геоморфологическими методами были выделены области преобладания пластических деформаций, обусловленных прогревом верхней части

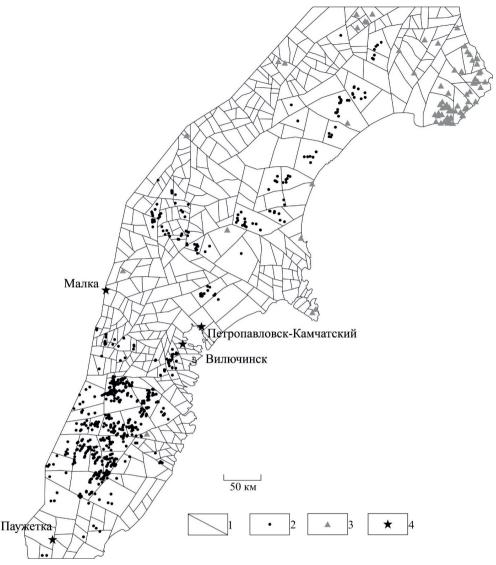


Рис. 1. Схема линеаментов юго-восточной Камчатки: 1 – линеаменты, 2 – вулканические постройки, 3 – эпицентры малоглубинных землетрясений, 4 – города.

литосферы из-за наличия магматических камер под вулканическими постройками, и хрупких деформаций, где развита выраженная в рельефе мегатрещиноватость и происходят современные сейсмические события. Предложенная интерпретация согласуется с распределением теплового потока, положительные аномалии которого приурочены к зонам проявления пластических деформаций [3].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).

- [1] Национальный атлас России. Т. 2. Природа и экология. М., ГОСГИСЦЕНТР, 2004, 495 с.
- [2] Единая информационная система сейсмологических данных КФ ФИЦ ЕГР РАН. URL: http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php (дата обращения: 25.03.2024).
- [3] Геотермическая карта России / гл. редактор А.А. Смыслов. М-б 1 : 10 000 000. СПб., ВСЕГЕИ, 1995.



ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ Ю.Л. РЕБЕЦКОГО ДЛЯ ОБРАБОТКИ РЕШЕНИЙ ФОКАЛЬНЫХ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

А.О. Агибалов^{1, 2}, Г.Р. Балашов², А.А. Сенцов²

¹ Москва, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова ² Москва, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН agibalo@yandex.ru

Для реконструкции положения главных нормальных осей современных напряжений Алтае-Саянской области проанализированы решения фокальных механизмов очагов землетрясений. Согласно [1], для рассматриваемой территории известно 75 таких решений, в том числе 32 − для событий с моментной магнитудой ≥ 5.5. Методом катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [2] проанализированы как все решения, так и отдельно решения фокальных механизмов очагов высокомагнитудных событий. Упомянутая методика, реализованная в программе STRESSgeol, позволяет в автоматизированном режиме разделять общую выборку на несколько кинематических групп по принципу максимальности диссипации энергии упругих деформаций при минимальном количестве таких групп.

Установлено, что все решения фокальных механизмов можно разделить на 2 основные группы сдвиго-взбросовой кинематики. Первой соответствует северовосточная ориентировка оси максимального сжатия, второй – субмеридиональная. В целом эти оси направлены вкрест простирания основных водоразделов, ориентированных в северо-западных румбах (Алтайские горы, Восточный Саян) и субширотно (Западный Саян, Танну-Ола). Судя по количеству решений в первой (N = 35) и второй (N = 39) группах, оба типа напряженного состояния проявлены практически в равном масштабе, однако при рассмотрении меньшей выборки из высокомагнитудных событий роль субмеридионального сжатия (N = 21) выше по сравнению с северо-восточным (N = 11) (рис. 1, табл. 1).

Таким образом, методом катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого по решениям фокальных механизмов выделены 2 основных типа напряженного состояния Алтае-Саянской области. Этот результат востребован для проведения компьютерного моделирования современной геодинамики, направленного на выделение сейсмодоменов [3] и запланированного в ходе дальнейших исследований. Он указывает на необходимость разработки как минимум 2-х геодинамических моделей, одна из которых применима для районов преобладания северо-западного, а другая — субмеридионального сжатия.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).

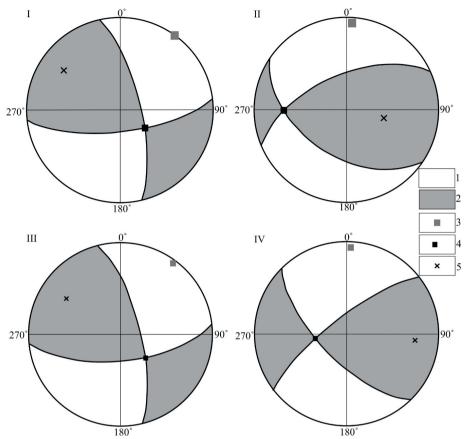


Рис. 1. Реконструкция положения главных нормальных осей напряжений Алтае-Саянской области по решениям фокальных механизмов очагов всех землетрясений (группы I и II) и по решениям механизмов очагов землетрясений с моментной магнитудой ≥ 5.5 (группы III и IV) (нижняя полусфера): 1 – области сжатия, 2 – области растяжения, 3–5 – главные нормальные оси напряжений: сжатия (3), промежуточная (4) и растяжения (5)

Таблица 1 Ориентировки осей максимального сжатия и растяжения, реконструированные по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений Алтае-Саянской области

№ группы	азимут падения	угол падения	азимут падения	угол падения	N
	оси максимального сжатия		оси максимального растяжения		IN
I	35	1	305	27	35
II	3	6	102	56	39
III	36	4	303	30	11
IV	2	6	95	27	21

- [1] Сейсмический каталог Международного сейсмологического центра (ISC). URL: https://isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin/ (дата обращения 20.04.2024)
- [2] Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. Москва, ГЕОС, 2017, 234 с.
- [3] Sobisevich A.L., Steblov G.M., Agibalov A.O., Aleshin I.M., Balashov G.R., Kondratov A.D., Makeev V.M., Perederin V.P., Perederin F.V., Sentsov A.A., Kholodkov K.I. Seismic domain identification algorithm using fuzzy logic methods with combined geological and geomorphological data for the case of Sakhalin Island // Russian Journal of Earth Sciences, 2024, v. 4, no. 2.



ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ПОСЛЕ ОКОНЧАНИЯ МЕЛОВОГО СУПЕРХРОНА

М.Б. Аносова 1 , В.В. Щербакова 2 , Г.В. Жидков 2 , В.П. Щербаков 1,2 , И.Е. Лебедев 1

¹Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, ² Борок, Геофизическая обсерватория «Борок» таі.anosova@yandex.ru

В этой работе представлены результаты исследования палеонапряженности геомагнитного поля В_{апс} по магматическим породам Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Целью исследования является проследить поведение магнитного поля Земли в течение Мелового суперхрона прямой полярности (временные рамки 121–84 млн лет – Geomagnetic Polarity Time Scale, [6]) и при переходе от суперхрона к инверсионному режиму. Изучаемые породы сформировались 72–71 млн лет назад (или 71–67 млн лет; [2]) на высоких палеоширотах (D = 10.2°, I = 80.3° по результатам магнитных чисток как температурой, так и полем). Для этого важного периода времени перехода от суперхрона к инверсионному режиму отсутствуют данные о величине магнитного поля на высоких широтах (согласно мировой базе данных по палеонапряженности PINT [4]). В то же время, такие данные способны помочь приблизиться к решению вопроса, связан ли переход от суперхронов к инверсионным режимам с глобальными геодинамическими процессами и планетарными вымираниями. Помимо этого, данные о величине магнитного поля на разных широтах нужны для проверки гипотезы дипольности геомагнитного поля.

Нами было исследовано 93 вулканических потока. Основной метод, использовавшийся для определения палеонапряженности – метод Телье-Коэ с проверками pTRM, позволяющий отслеживать химические изменения в процессе эксперимента, а также изучать и использовать для определения выбранные изолированные температурные интервалы, отвечающие за нужную компоненту естественной остаточной намагниченности (NRM). Древняя намагниченность приобретается в древнем магнитном поле пропорционально этому полю. Измерив величину этой намагниченности, а затем, счистив NRM, и создав на образце искусственную намагниченность(TRM_{1ab}) пропорционально известному лабораторному полю, при соблюдении ряда условий, мы можем узнать величину древнего поля. Для соблюдения пропорции необходимо, чтобы NRM и TRM_{lab} имели одинаковую природу (термоостаточную) и были созданы на одних и тех же минералах-носителях намагниченности. Таким образом, необходимо, чтобы в процессе множественных нагревов при экспериментах Телье-Коэ не происходило существенных химических изменений в образцах и образцы были термостабильны. Помимо этого, для возможности изучения намагниченности изолированных температурных интервалов необходимо, чтобы образцы имели однодоменный и псевдооднодоменный состав.

Поскольку эксперимент Телье-Коэ является длительной процедурой, была проведена первоначальная петромагнитная селекция. После селекции для пилотных экспериментов Телье-Коэ были отобраны 50 потоков. Отобранные потоки имели прекрасное качество палеомагнитной записи и демонстрировали термостабильность в пределах 10% (по кривым зависимости намагниченности насыщения от температуры Ms(t), нагревы производились от $200\,^{\circ}\mathrm{C}$ до $700\,^{\circ}\mathrm{C}$, с шагом $100\,^{\circ}\mathrm{C}$), а также показали удовлетворительные результаты при определении палеонапряженности методом Вилсона-Буракова. В результате пилотных экспериментов Телье-Коэ по 1-4 образцам для детальных экспериментов по всем образцам из потока были отобраны 11 потоков. После 180 экспериментов Телье-Коэ с проверками рTRM по трем потокам удалось получить определения напряженности древнего поля $\mathrm{B}_{\mathrm{anc}}$, удовлетворяющие мировым критериям надежности.

Полученные определения выполняют численные критерии PICRIT03 [7] и имеют 6 баллов из 8 по качественным и численным критериям Biggin, А. Ј. и Paterson, G (2014) [3]. Все три потока имеют псевдооднодоменный (ПОД) состав минераловносителей намагниченности согласно диаграмме Дэя-Данлопа [5]. Помимо этого, согласно другому методу изучения доменного состава по «хвостам» рТRМ_а [1], два потока имеют ПОД и однодоменный (ОД) состав магнитных зерен, отвечающих за намагниченность на всем и практически на всем температурном интервале. В третьем потоке ОД и ПОД зерна отвечают только за намагниченность выше 450 °С, и именно интервал выше 450 °С был выбран для интерпретации по третьему потоку. Диаграммы Араи-Нагата, на которых представляются результаты экспериментов Телье-Коэ, демонстрируют один наклон, отражающий одну величину древнего поля. Для итоговой интерпретации для всех потоков были выбраны средне-высокотемпературные интервалы, отвечающие первичной компоненте намагниченности.

По двум потокам из одного вулканического разреза получены определения палеонапряженности $B_{anc}\!=\!19.22\pm2.06$ мкТл (N = 8) (средневзвешенное по 7 образцам, N = 7) и $B_{anc}\!=\!14\pm3.47$ мкТл (N = 9), и по одному потоку из другого вулканического разреза — $B_{anc}\!=\!31.4\pm4.91$ мкТл (N = 7), которые способны существенно дополнить наши знания о геомагнитном поле ранее не представленными данными о напряженности древнего поля на высоких широтах при переходе от Мелового суперхрона к инверсионному режиму.

Работа выполнена в рамках государственного задания $И\Phi 3$ РАН им О.Ю. Шмидта.

- [1] Щербакова В.В., Щербаков В.П., Виноградов Ю.К. Свойства рТRМ в зависимости от размера зерен и их проявление в палеомагнитных экспериментах // Геофизические исследования, 2008, Т. 9(2), 5.
- [2] Тихомиров П.Л., Лебедев И.Е., Пасенко А.М., Люилье Ф., Алексеев Д.В., Павлов В.Э. "Верхние базальты" Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // ДАН, 2021, 501 (2).
- [3] Biggin A.J., Paterson G.A. A new set of qualitative reliability criteria to aid inferences on palaeomagnetic dipole moment variations through geological time // Frontiers in Earth Science, 2014, 2.

- [4] Bono R.K., Paterson G.A., Van der Boon A., Engbers Y.A., Grappone J.M., Handford B., Hawkins L.M.A., Lloyd S.J., Sprain C.J., Thallner D., Biggin A.J. The PINT database: a definitive compilation of absolute palaeomagnetic intensity determinations since 4 billion years ago // Geophysical Journal International, 2022, V. 229(1), 522.
- [5] Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research, 2022, 107 (B3) 2056.
- [6] Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D. Geologic time scale, 2020, p. 159.
- [7] Kissel C., Laj C. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2004, 147 (2–3). 155.



ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И РАДИОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭКСПЛУАТАЦИИ НЕДР В РАЙОНЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ «УДАЧНАЯ» (ЯКУТИЯ)

С.Ю. Артамонова¹, Н.А. Иост², М.С. Мельгунов¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, artam@igm.nsc.ru, mike@igm.nsc.ru
² Новосибирск, АК «АЛРОСА», Вилюйская геолого-разведочная экспедиция IostNA@alrosa.ru

Исследования направлены на разработку гидрогеологической модели недр и выявление возможных взаимосвязей объекта мирного подземного ядерного взрыва «Кристалл», проведенного на глубине 98 м в 4-х км к северо-востоку от кимберлитовой трубки «Удачная», с подземными флюидами.

Работа выполнена в рамках Комплексной программы по оценке состояния участков закачек и шахтных вод в массив ММП Удачнинском ГОКом АК «АЛРОСА» и государственного задания ИГМ СО РАН, при поддержке гранта РФФИ № 18-45-140020 «Особенности ядерного техногенеза на примере объекта мирного подземного ядерного взрыва «Кристалл»» (рук. Артамонова С.Ю.), по государственному заказу № 43 (76-08), 23 (105-12), Ф.2019.473808 в рамках программы «Обеспечение экологической безопасности, рационального природопользования и развитие лесного хозяйства РС (Я)» на 2008-2012 гг., 2018—2022 гг.



ВЫРАЖЕННОСТЬ АКТИВНЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАЗДРОБЛЕННОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И САХАЛИНА

Г.Р. Балашов¹, А.А. Сенцов¹, А.О. Агибалов^{2, 1}

¹Москва, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН ²Москва, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова george.balashow.00@yandex.ru

В основу работы положена методика оценки тектонической раздробленности земной коры по удельной длине линеаментов (УДЛ), разработанная Ю.В. Нечаевым [1]. В качестве исходных данных использовалась цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM разрешением 1 угловая секунда (\sim 30 м) [2], сейсмологические каталоги [3, 4], база данных активных разломов [5]. УДЛ рассчитана по схемам «слабых» зон, выделенных структурно-геоморфологическим методом Н.П. Костенко [6]. Она равна отношению суммарной протяженности (ΣI) этих зон к площади расчетной ячейки (α 2). Полученные значения характеризует тектоническую раздробленность на глубине, равной половине длины ячейки (α 42). Размер ячейки выбирается в зависимости от плотности «слабых зон», характера рельефа, мощности земной коры, разрешающей способности метода. Для территории Большого Кавказа была выбрана серия ячеек с ребром 10, 20, 40, 60 и 80 км, а для Сахалина, отличающегося менее расчлененным рельефом, соответствующие значения составляли 5, 10, 20, 30 и 40 км.

Основным результатом являются вертикальные профили и разноглубинные горизонтальные срезы поля тектонической раздробленности. Эти материалы были сопоставлены с данными об активных разломах и расположении эпицентров современных землетрясений. Всего было построено 14 профилей – 9 для территории Большого Кавказа и 5 для Сахалина.

Установлено, что активные разрывные нарушения выделяются на профилях как зоны градиентного изменения степени раздробленности до глубины 10 км на территории о. Сахалин и до глубины 20 км на территории Большого Кавказа. В табл. 1 на количественном уровне показана степень выраженности активных разломов на вертикальных срезах поля тектонической раздробленности.

Интересно отметить, что по характеру раздробленности геосреды на профилях выделяются зоны, которые могут соответствовать границам предполагаемых конвективных ячеек. В рамках концепции геодинамики иерархически соподчиненных геосфер [7], система таких ячеек существует на разноглубинных уровнях земной коры.

Для глубин 5 и 10 км территории о. Сахалин и для глубин 10 и 20 км территории Большого Кавказа построены горизонтальные срезы поля тектонической раздробленности. Установлено, что более 40 % гипоцентров землетрясений, произошедших на этих глубинах, попадают в области положительных аномалий УДЛ, где соответствующие значения превышают 3-й квартиль.

Доля протяженности активных разломов, выраженных в поле тектонической раздробленности

Номер профиля	Доля протяженности активных разломов, выраженных в поле тектонической раздробленности				
Большой Кавказ					
1-1'	1.0				
2-2'	0.8				
3-3'	0.57				
4-4'	0.75				
5-5'	0.75				
6-6'	0.75				
7-7'	0.33				
8-8'	0.80				
9-9'	1.0				
Среднее	0.75				
Сахалин					
1-1'	0.80				
2-2'	0.60				
3-3'	0.75				
4-4'	0.75				
5-5'	0.78				
Среднее	0.74				
Среднее для двух территорий	0.75				

Таким образом, на примере Большого Кавказа и Сахалина показана информативность методики Ю.В. Нечаева для выделения активных разломов и сейсмоактивных участков.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).

- [1] Нечаев Ю.В. Линеаменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего слоя литосферы / Под ред. акад. А.О. Глико. М., ИФЗ РАН, 2010, 215 с.
- [2] Цифровая модель рельефа. URL: https://lpdaac.usgs.gov/products/srtmgl1nv003/ (дата обращения 13.07.2023).
- [3] Сейсмологический каталог службы срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН. URL: http://www.gsras.ru/new/ssd.htm (дата обращения 13.07.2023)
- [4] International seismological catalogue URL: http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue (дата обращения 01.01.2023).
- [5] Zelenin E.A, Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data, 2022, v. 14, pp. 4489–4503.
- [6] Костенко Н.П. Геоморфология. М., Изд-во МГУ, 1999, 398 с.
- [7] Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М., КДУ, 2005, 496 с.



УГРОЗЫ ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА. ПУТИ ПРЕОДОЛЕНИЯ.

Д.Е. Белобородов, Д.А. Преснов

Институт физики Земли им.О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия beloborodov@ifz.ru

Керченско-Таманская грязевулканическая провинция — одна из самых активных грязевулканических провинций мира и крупнейшая в Российской Федерации. По самым скромным подсчётам на её территории насчитывается свыше 80 наземных грязевулканических структур — активных действующих грязевых вулканов [1]. При этом грязевой вулканизм Керченского и Таманского полуостровов соседствует с плотно заселенными территориями и городскими агломерациями, в зоне развитой транспортной инфраструктуры и в пределах сельскохозяйственных угодий.

При пароксизмальных извержениях грязевых вулканов существуют опасности природного характера:

- 1. При внезапных взрывных катастрофичных извержениях возможно частичное разрушение или полное уничтожение жилых и хозяйственных построек;
- 2. В результате интенсивного излияния большого объёма сопочной брекчии вероятно разрушение коммуникаций линий электропередач, трубопроводов мостов и дорог местного значения;
- 3. Вследствие землетрясений, сопровождающих крупные извержения вероятны просадки грунта, обрушения и оползни с нарушением целостности дорожного полотна;
- 4. Частичное или полное уничтожение сельхозугодий полей, виноградников. Загрязнение плодородных почв;
- 5. При морских извержениях возникновение опасности для судоходства, появление мелей, загрязнение вод, закрытие пляжных зон.

При морских извержениях токсичное воздействие продуктов излияний грязевых вулканов на придонный биоценоз.

Для предотвращения и минимизации вреда от перечисленных угроз воздействия активной грязевулканической деятельности предлагается разработанная комплексная геолого-геофизическо-геохимическая программа мониторинга потенциальных опасностей и угроз грязевого вулканизма [2].

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

- [1] Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А., Кутний В.А., Гусаков И.Н., Трофимов В.В. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар, Глав-Медиа, 2005, 176 с.
- [2] Белобородов Д.Е Опасности грязевого вулканизма Керченского и Таманского полуостровов // «Куражсковские чтения»: материалы II Международной научно-практической конференции, г. Астрахань 18-21 мая 2023г. А, 2023, с. 209–213.



ЗОЛОТО МОРДОЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Д.К. Белянин 1 , Е.В. Айриянц 1 , О.Н. Киселёва 1 , С.М. Жмодик 1 , И.В. Козаченко 1 , А.П. Пугачев 2

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, bel@igm.nsc.ru

² Чита, ООО Горная компания «Шелковый Путь»

Мордойское кварцево-жильное золоторудное непромышленное месторождение известно с начала пятидесятых годов прошлого столетия. Геолого-экономическая оценка Мордойского золоторудного месторождения дана по результатам поисково-разведочных работ, которые были выполнены в период 1945—1949 гг. По результатам технологических испытаний 2-х крупных технологических проб (40 и 10 т) оно было признано непромышленным, в связи с низким извлечением золота. Низкое извлечение золота на Любавинской ЗИФ технологи объясняют его малыми размерами, что отрицательно влияло на вскрываемость при дроблении в бегунных чашах.

В ходе полевых работ 2021 года была отобрана коллекция образцов включающая руду, околорудно-измененные и вмещающие породы — гранодиориты и граниты Кыринского комплекса (P-T), кварцевые порфиры, вулканические породы (трахиандезиты, трахидациты, риолитовые порфиры Бырцинской свиты) (J_{2-3}). В данной работе представлены результаты минераграфического исследования рудных минералов и изучение минеральной ассоциации самородного золота. Были изучены: формы нахождения и состав самородного золота и сосуществующих с ним рудных минералов; распределение и уровни содержаний основных (Au, Ag) и примесных (Bi, Te и др.) полезных компонентов в породах Мордойской площади.

Отбор рудных проб (содержание Au достигает 19.5 г/т, по данным пробирного анализа) проводился в шурфе, вскрывающем минерализованную зону с кварцполисульфидной жилой. Исследуемая минерализованная зона располагается среди гранодиоритов (рис. 1). Мощность зоны колеблется от 0.3 до 0.8 м. Кварцевая жила сложена белым кварцем с сульфидной минерализацией в центральной части. Сульфиды распределены неравномерно от рассеянных вкрапленников до формирования сливных агрегатов. Жила имеет мощность 2—6 см, видимая длина 1.5—2 м (ограничена участком вскрытия в шурфе).

Минерализованная зона представляет собой измененную, частично окисленную серицитизированную кварц- карбонатную породу, вмещающую кварц- полисульфидную жилу. Макроскопически это порода желто-серого цвета. Минеральный состав минерализованной зоны — кварц, полевой шпат, эпидот, хлорит, кальцит, мусковит. Вторичные изменения представлены хлоритом, ярозитом, окисленными рудными минералами. Порода имеет аллотриаморфнозернистую структуру и сложена агрегатом калиевого полевого шпата, кварца и мелкочешуй-

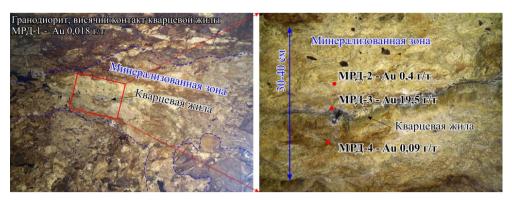


Рис. 1. Фотографии минерализованной зоны в гранодиорите с кварц-полисульфидной жилой в центральной части.

чатого мусковита. Калиевый полевой шпат интенсивно замещается глинистыми вторичными минералами. Кварц образует агрегаты ксеноморфных зерен, которые формируют гнезда и заполняют межзерновое пространство агрегата калиевого полевого шпата. В породе в виде рассеянной вкрапленности распространены пирит, арсенопирит, редко молибденит.

В кварцевой жиле рудная минерализация представлена сульфо-арсенидной минерализацией, которая составляет 10 % от общего объёма. Основные рудные минералы: арсенопирит (65 % от общего количества рудного вещества), галенит (20 %), пирит (до 5 %). Также присутствуют сфалерит, халькопирит, буланжерит, по которым интенсивно развиты вторичные минералы: бендадаит ($Fe^{2+}Fe^{3+}_2(AsO_4)_2(OH)_2*4H_2O$), англезит, скородит. В кварцевой жиле наблюдается зональность распределения рудного вещества по типу крустификационной текстуры заполнения жил — арсенопирит-полисульфидная зона сменяется галенит-англезитовой (рис. 2). Арсенопирит-полисульфидная зона сложена агрегатами

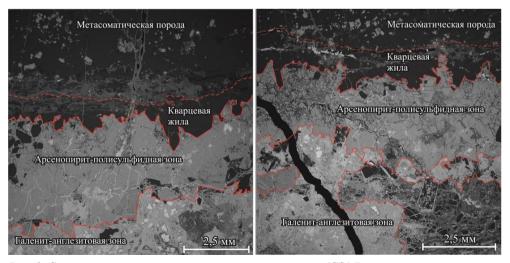


Рис. 2. Снимки сканирующего электронного микроскопа (СЭМ), отражающие зональное распределение рудного материала в образце.

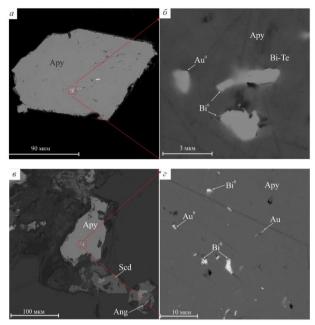


Рис. 3. Снимки СЭМ включений золота первого типа: а) ромбовидное зерно арсенопирита с множественными микронными включениями; б) фрагмент с большим увеличением, включения золота, висмута и полифазное включение с висмут-теллуридной фазой; в) зерно арсенопирита с микронными включениями золота самородного и висмута; г) фрагмент с большим увеличением, включения золота и самородного висмута в арсенопирите.

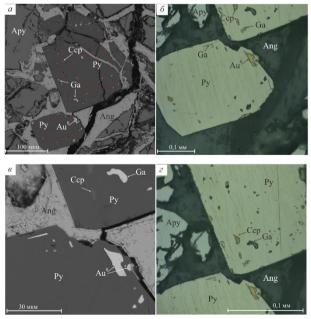


Рис. 4. Микрофотографии аншлифов (б, г) и СЭМ (а, в) включений золота второго типа: а, б) идиоморфные зерна пирита с ориентированными микронными включениями галенита, халькопирита и самородного золота; в-г) зерна пирита с увеличением.

арсенопирита, единичными зернами пирита, иногда в срастании с халькопиритом и сфалеритом, часто появляющегося на периферии срастаний. Множественные микротрещинки и межзерновые пространства заполнены кварцем и вторичными минералами — англезитом, скородитом, бендадаитом. Галенит-англезитовая зона располагается в центральной части жилы. Она представлена крупными сильно измененными зернами галенита в ассоциации с гнездовыми скоплениями удлиненных шестоватых и спутанноволокнистых зерен буланжерита, цементируемых массивными выделениями вторичного англезита.

Золото встречается в виде микронных включений в зернах арсенопирита и пирита. Установлено два типа золота. Золото первого типа встречено арсенопирите в виде удлиненных включений размером 1–2 мкм (рис. 4). Кроме золота, в этом же зерне арсенопирита установлены хаотично расположенные включения самородного висмута до 5 мкм. По своему составу золото высокопробное – 900 % [1] (рис. 3). Золото второго типа образует микронные включения в пирите. Эти включения более крупные – до 15–20 мкм, удлиненной, занозистой формы (рис. 4). Кроме того, золото в виде микронных включений встречается в халькопирите и галените. Включения ориентированы по кристаллографическим зонам роста. Пирит отличается зональным строением – в центральной части располагается пирит, в котором не выявлены примеси микроэлементов. Периферические зоны кристаллов сложены мышьяковистым пиритом с содержанием As от 0.9 до 2.5 мас.%. По своему составу золото в пирите относительно низкопробное – 700 % и встречается, главным образом, в мышьяковистом пирите, вместе с галенитом и халькопиритом.

Таким образом в результате минералого-геохимического исследования кварцполисульфидной рудной жилы в минерализованной зоне среди гранодиоритов
установлено два типа золота. Первый тип — микронные включения высокопробного золота в арсенопирите, в ассоциации с висмутом и Ві-Те фазами. Второй —
включения низкопробного золота в мышьяковистом пирите. Распространенность
золотоносных сульфидно-кварцевых жил в зонах серицитизации и карбонатизации
среди метасоматически измененных порфировидных гранитоидов, полистадийное
формирование золота разного состава, присутствие во вмещающих породах молибденита, позволяют прогнозировать золото-порфировый тип оруденения в Мордойском рудном поле.

Работа выполнена в рамках хоздоговорных работ и государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7), при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации. Сканирующая электронная микроскопия выполнялась в АЦ Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

[1] Петровская Н.В. Самородное золото. Москва, Изд-во: НЩКЛ, 1973, 345 с.



УРАНОНОСНЫЕ ФАЗЫ В ЗОЛОТО-БРАННЕРИТОВЫХ САМОРОДКАХ ОЗЕРНИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Д.К. Белянин^{1,2}, С.М. Жмодик¹, Е.В. Айриянц¹, Н.С. Карманов¹, О.Н. Киселёва¹, А.В. Козлов³

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, bel@igm.nsc.ru

² Новосибирск, Новосибирский государственный университет ³ Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский горный университет

Уникальные золото-браннеритовые самородки обнаруженные в аллювии руч. Каменный в центральной части Озерного колчеданно-полиметалического месторождения характеризуются богатым минеральным составом [1, 2]. Самородное золото находится в браннерите в ассоциации с гематитом (±магнетитом), рутилом, баритом и реже с мусковитом. Иногда встречаются кварц, сидерит, гетит, нано- и микровыделения уранинита и теллуриды Au, Ag, Bi, Pb. Ранее было установлено что самородное золото в золото-браннеритовых самородках имеет широкие вариации по химическому составу и минералогическим особенностям. Было сделано предположение о многоэтапном, возможно, полигенном и, возможно, полихронном формировании золото-урановой минерализации [3]. В этой работе рассмотрены особенности химического состава и взаимоотношений браннерита, уранинита и других уран-содержащих фаз в золото-браннеритовых самородках по данным СЭМ-ЭДС.

Уранинит встречается в золото браннеритовых самородках редко. Исключение представляют мельчайшие обособления уранинита в браннерите в виде скоплений нано- и микрочастиц (от десятков и сотен нанометров, до 1-2 мкм), а также фрактальных кластеров («дендритных кристаллов»). Зерна уранинита встречаются в виде включений в браннерите или в самородном золоте (рис. 1).

Уранинит представлен двумя разновидностями. Одна часть зерен уранинита по составу соответствуют смеси ${\rm UO_2}$ и ${\rm UO_3}$. Помимо U и O, в составе постоянно присутствуют Pb, Th, REE, Ca, Ti, Si, а иногда и Fe. А другая часть зерен уранинита, согласно результатам анализа, содержит значительное количество избыточного кислорода. Такой окисленный или гидратированный уранинит вероятно может быть отнесен к настурану (β -уранинит, смоляная обманка, окисленный уранинит) [4]. По форме выделения настуран представлен двумя видами. Первый — это отдельные округлые, изометрические или слегка вытянутые "овоиды" настурана с неоднородным внутренним строением, и значительными вариациями свинца. Второй — кристаллы настурана, напоминающие обычный уранинит. В некоторых случаях в одном и том же зерне можно наблюдать обе разновидности — уранинит и настуран. В этом случае настуран образует ободки вокруг обычного уранинита. Заметным отличием этого вида настурана является почти полное исчезновение свинца из его состава и появление калия в некоторых анализах. Урановая минерализация представлена прежде всего браннеритом с субмикронными включениями уранинита.

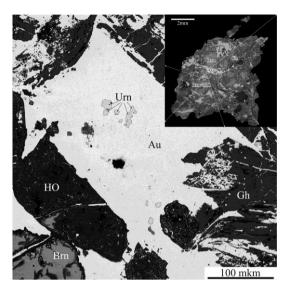


Рис. 1. Включения уранинита в самородном золоте.

Примечание: Au – самородное золото; Urn – уранинит; Brn – браннерит; Gh – гётит; HO – смесь оксидов с преобладанием лейкоксена.

Зерна браннерита обладают размером 1–10 мм, для некоторых самородков браннерит является матрицей, вмещающей остальные минералы. Структура браннерита неоднородна на макро и микроуровне. Зерна браннерита как правило секутся густой сетью прожилков, заполненных самородным золотом и/или продуктами распада браннерита. Изменение химического состава браннерита, исходного браннерита и уранинита отражено на диаграммах распределения основных химических элементов (рис. 2).

Для браннерита характерно наличие округлых полостей размером 10–20 мкм. Одна часть этих полостей свободна от вещества и другая часть заполнена или баритом, либо U-Ti гелем с более высоким содержанием U и меньшим содержанием Ті и Рb, чем в браннерите (группа "U-(Ті)"). На микроуровне браннерит демонстрирует неоднородное блоковое строение, которое можно наблюдать в виде более тёмных и более светлых участков при подробном рассмотрении BSE-изображений. В некоторых случаях более светлые блоки выглядят неоднородными и напоминают эмульсию. При большом увеличении BSE-изображений браннерита видны многочисленные более светлые включения размером в доли микрона. Однозначно состав столь мелких включений определить нельзя, но судя по изменению состава браннерита, они представляют две группы – более обогащенные U или более обогащенные Рь. В большинстве случаев в браннерите вдоль границы с самородным золотом регистрируются зоны изменений толщиной от 2-3 до 10 мкм. В зависимости от интенсивности изменений браннерита можно выделить зоны умеренных и сильных изменений, которые хорошо различимы по химическому составу. Области умеренных изменений обычно располагаются внутри зерен браннерита вдоль трещин или вдоль границы с золотом. Элементный состав этой зоны по сравнению с исходным браннеритом характеризуется более низким содержанием U и более высоким со-

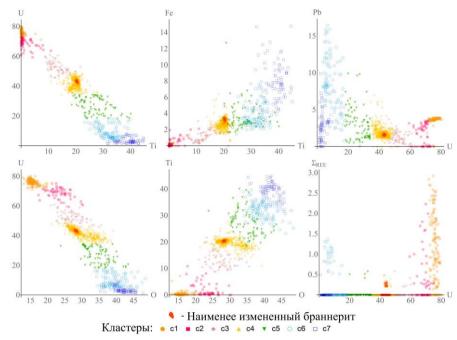


Рис. 2. Диаграммы распределения основных химических элементов в составе браннерита, уранинита и областях изменений браннерита (в масс.%) дополненные результатами кластерного анализа, метод К-средних (по данным [3], с изменениями).

Примечание: c1 и частично c2 — скопления, включающие неизмененный и частично измененный уранинит; c3—c7 — скопления, включающие измененный браннерит: c3 и частично c2 — включения в U-Ti-геле браннерита, группа "U-(Ti)"; c4 и частично c5 — зона незначительного изменения браннерита, группа "U-Ti-Pb"; c7 — группа "Fe-Ti" и "Ti-Fe". Красным маркером выделены составы наименее измененного браннерита.

держанием О (группа "U-Ti"). Участки более интенсивного изменения браннерита, с одной стороны, наследуют особенности расположения и состава характерных для участков умеренного изменения браннерита, и с другой стороны получают новые особенности. По расположению относительно зерен браннерита, участки интенсивного изменения встречаются или в прожилках внутри зерен, как правило ближе к периферии, или образуют каймы вокруг зерен. Элементный состав на этих участках характеризуется самым низким содержанием U и самым высоким содержанием О, кроме того, повышается содержание Тi, Pb и Fe (группа "U-Ti-Pb"). Еще один тип или направление изменения исходного вещества браннерита, возможно отражающее его замещение оксидами или гидроксидами Fe и Ti, наблюдается как внутри зерен браннерита, так и каймах (группы "Fe-Ti" и "Ti-Fe").

Возраст браннерита, определенный методом химического датирования (СЭМ-ВДС и ЭДС), варьирует в пределах 200–235 млн лет [2]. Средняя оценка возраста образования уранинита (СЭМ-ЭДС), находящегося в виде включений в самородном золоте, составила 336 млн лет (станд. откл. 6.4 млн. лет). Для уточнения времени и последовательности образования браннерита, уранинита и других уран-содержащих фаз в золото-браннеритовых самородках требуются дополнительные исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-17-00106), благодаря которой были проведены аналитические исследования, анализ и интерпретация полученных данных. При поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (государственное задание ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7)) были проведены экспедиционные работы. Сканирующая электронная микроскопия выполнялась в АЦ Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

- [1] Миронов А.Г., Карманов Н.С., Миронов А.А., Ходырева Е.В. Золото-браннеритовые самородки в россыпи Озернинского рудного узла (Бурятия) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 984–989.
- [2] Жмодик С.М., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Карманов Н.С., Миронов А.А., Дамдинов Б.Б. Fe-Ti-Au-U-минерализация Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье, Россия) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2022, т. 507 (2), с. 236–244.
- [3] Zhmodik S.M., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Damdinov B.B., Karmanov N.S., Kiseleva O.N., Kozlov A.V., Mironov A.A., Moroz T.N., Ponomarchuk V.A. Native Gold and Unique Gold–Brannerite Nuggets from the Placer of the Kamenny Stream, Ozerninsky Ore Cluster (Western Transbakalia, Russia) and Possible Sources // Minerals. 2023. 13 (9): 1149; https://doi.org/10.3390/min13091149
- [4] Дымков Ю.М. Природа урановой смоляной руды. Вопросы генетической минералогии. Москва, Атомиздат, 1973, 240 с.



ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ОФИОЛИТОВ РЫБИНСКОГО КОМПЛЕКСА, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Е.А. Богданов^{1, 2}, А.Е. Верниковская^{1, 2}, Н.Ю. Матушкин^{1, 2}, П.И. Кадильников^{1, 2}, А.В. Травин³

¹ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет ² Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, bogdanovea@ipgg.sbras.ru

³ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Исследование возраста, тектонической позиции, минералого-геохимических характеристик пород сохранившихся фрагментов офиолитовых ассоциаций, а также их палеогеографические реконструкции для структур, входящих в Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), включая обрамление Сибирского кратона, широко представлены в работах Н.Л. Добрецова, например, [1, 2], вызывая большой интерес к их изучению. В юго-западном обрамлении Сибирского кратона в пределах Заангарья Енисейского кряжа присутствуют древнейшие офиолиты ЦАСП, относящиеся к рыбинскому комплексу. Этот офиолитовый комплекс впервые был выделен в конце прошлого века [3]. Возраст офиолитов рыбинского комплекса и их положение в структуре орогена имеют ключевое значение для подтверждения его современной тектонической модели [4]. Они включены в Рыбинско-Панимбинский офиолитовый пояс, находящийся в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны (ТИСЗ) [4, 5] и имеют мезопротерозойско-неопротерозойские оценки возраста (1183–916 млн лет, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, амфибол и плагиоклаз) [6, 7]. Формирование ТИСЗ рассматривается в связи с косой коллизией Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном, происходившей в тонии, 760–750 млн лет назад, согласно U-Pb возрасту цирконов из синколлизионных аяхтинских гранитоидов [4]. Постколлизионный этап этой коллизии происходил в криогении, согласно возрасту гранитоидов глушихинского комплекса, 752–702 млн лет назад (U-Pb, циркон и монацит), и на финальной его стадии синхронно с внедрением нефелиновых сиенитов и гранитоидов татарского комплекса активной континентальной окраины, находяшихся в ТИСЗ [5, 8, 9]. В настоящей работе, базируясь на геолого-структурных, минералогогеохимических и геохронологических исследованиях, показаны строение, состав и этапы деформаций офиолитов рыбинского комплекса, обсуждается тектонотермальная история их эволюции от мезопротерозоя до неопротерозоя.

Исследованы коренные выходы офиолитов рыбинского комплекса в р-не междуречья Рыбной и Черной, на правом берегу р. Ангары (протяженность разреза около 10 км) и милонитов в р-не мыса Скородумский на левом берегу р. Ангары (напротив с. Рыбное). Офиолиты размещаются в юго-восточной части ТИСЗ, имеют тектонические границы с метатерригенными отложениями сухопитской серии (МР(?)). Офиолиты представлены серией тектонических пластин (чешуй) мощ-

ностью от 100 до 1500 м, имеющих два направления простирания – 3СЗ и ВСВ. Эти пластины состоят из габброидов, подушечных и массивных базальтов и отдельных небольших тел долеритов, с единичными небольшими линзами пород сухопитской серии. Породы изменены в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В западной и восточной части разреза наблюдается постепенный переход от массивных метагаббро к расслоенным, характеризующийся чередованием лейкократовых и меланократовых слоев, мощностью от первых сантиметров до десятков метров. Здесь они имеют тектонические контакты с метадолеритами и подушечными метабазальтами. Метадолериты установлены в виде отдельных тел мощностью до 300 м или единичных даек мощностью до 0.5 м. Подушечные метабазальты наблюдаются в виде потоков с размерами подушек от десятков сантиметров до 1 м, в которых находятся мелкие дегазационные полости (до 0.5 см). Породы западной и восточной части разреза отвечают типу N-MORB. В центральной части разреза установлены массивные метабазальты, где они ассоциируют с дайками метадолеритов мощностью до 0.5 м. Массивные метабазальты образуют покровные тела, смятые в складки ЮВ вергентности. Породы центральной части разреза отвечают типу E-MORB. На востоке в подошве надвига с 3С3 падением установлены гранатовые амфиболиты (ширина выхода около 150 м) с мезопротерозойско-неопротерозойскими оценками 40 Ar/ 39 Ar возраста (1051 млн лет, амфибол и 916 млн лет, плагиоклаз [6]), а по оперяющим надвиги разломам в зонах катаклаза установлена более поздняя оценка возраста (786 млн лет, амфибол [10, 11]). Надвиговые структуры, наблюдаемые в центральной части разреза, осложняются левосторонними сдвиговыми нарушениями, трассируемые зонами милонитов шириной до 300 м. Милониты смяты в мелкие складки с СВ погружением шарниров, и содержат изогнутые и будинированные кварцевые прожилки. Индикаторами левосторонней сдвиговой кинематики в милонитах являются SC-структуры и будинированные порфирокласты кварца.

 40 Ar/ 39 Ar исследования для мусковита из милонитов p-на мыса Скородумский проведены методом ступенчатого прогрева на масс-спектрометре Noble Gas 5400 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Для мусковита получен дискордантный спектр с промежуточным плато из 4 ступеней, характеризующийся долей выделенного 39 Ar 34 % и значением возраста 711.9 ± 8.5 млн. Для 5 высокотемпературных ступеней в спектре мусковита рассчитана изохронная регрессия, характеризующаяся СКВО = 25, значением возраста 701 ± 9 млн лет. Таким образом, полученные методом промежуточного плато датировки согласуются с изохронными, что является подтверждением их достоверности.

Новые и опубликованные геохронологические данные, вынесенные на термохронограмму (с учетом температур закрытия изотопных систем для различных минералов) для офиолитов рыбинского комплекса, образуют три возрастных этапа, которые согласуются с данными из синколлизионных гранитов аяхтинского и постколлизионных гранитов глушихинского комплексов, а также нефелиновых сиенитов и гранитов татарского комплекса активной континентальной окраины. Последние сопоставлены с датировкой по синрудному серициту из Удерейского Au-Sb месторождения [12]. Изотопными системами минералов из офиолитов рыбинского комплекса фиксируется три этапа тектонотермальной активности (млн лет) — 1186—916, 786 и 711.

Основываясь на полученные комплексные данные по офиолитам рыбинского комплекса, построена тектонотермальная модель их развития. Мезопротерозойско-

неопротерозойский тектонотермальный этап, 1183—916 млн лет, отражает событие, которое происходило на удалении от Сибирского кратона и могло быть связано с подслаиванием офиолитов под окраинную структуру Центрально-Ангарского террейна. В тонии, 786 млн лет назад, в этих породах фиксируется начало коллизии Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном. Возраст деформаций этого события на 25 млн лет древнее времени становления синколлизионных гранитоидов аяхтинского комплекса. Этот вывод соответствует данным численного моделирования по времени формирования утолщенной коры орогена при коллизионных процессах до выплавления синколлизионных гранитов [13]. В криогении, около 711 млн лет, наложенные левосторонние сдвиговые деформации в офиолитах отражают синхронные события, связанные с продолжающейся косой коллизией, началом формирования активной континентальной окраины и образованием Au-Sb оруденения.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант $N \ge 24-17-00057$).

- [1] Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии, Новосибирск, Наука, 1985, с. 34–58.
- [2] Dobretsov N.L. Buslov M.M., Vernikovsky V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician Evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the Break-up of Rodinia // Gondwana Research, 2003, v. 6, No. 2, p. 143–159.
- [3] Хераскова Т.Н. Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15–27.
- [4] Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics, 2003, v. 375, p. 147–168.
- [5] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90–94.
- [6] Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Chernykh A. Neoproterozoic orogenic belts of the western margin Siberian Craton: petrology and tectonic evolution. CD-ROM Abstract Volume, 31st IGC, August 2000, Rio de Janeiro, Brazil.
- [7] Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Древнейшие метабазиты Северо-Енисейского кряжа // ДАН, 2015, т. 460, с. 436–440.
- [8] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн. лет // ДАН, 2002, т. 384, № 2, с. 221–226.
- [9] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Вингейт М.Т.Д., Богданов Е.А., Травин А.В. А-граниты криогения Енисейского кряжа индикаторы тектонической перестройки в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2023, т. 64, № 6, с. 783–807.
- [10] Матушкин Н.Ю., Верниковский В.А. Этапы деформаций и кинематика в шовных зонах Енисейского кряжа в неопротерозое на примере офиолитов, островодужных

- и континентальных комплексов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. (г. Иркутск, 11-14 окт. 2009 г.). Вып. 7. ИЗК СО РАН, Иркутск, 2009, Т. 2, С. 15–16.
- [11] Матушкин Н.Ю. Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 207 с.
- [12] Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2009, 186 с.
- [13] Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизионного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, центральная Арктика) // Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 4, С. 440–457.



МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГРАНИТОИДАХ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА (САЯНО-БАЙКАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ), КАК ОТРАЖЕНИЕ ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТИЯ

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков, Н.Д. Гусляков

Улан-Удэ, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, gerka 85@mail.ru

Среди позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья меланократовые включения не редкость, однако распространены они крайне неравномерно. В Ангаро-Витимском батолите включения характерны для чивыркуйского и зазинского комплексов. Чаще всего ММЕ встречаются в кварцевых сиенитах, реже в гранитах, но в массовом количестве обнаружены в Бургасском [1], Романовском [2] и Улекчинском массивах.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный плутон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км². Первая фаза сложена порфировидными кварцевыми сиенитами с подчиненными кварцевыми монцонитами и амфиболовыми сиенитами, ко второй фазе относят граносиениты и резко доминирующие среднезернистые лейкократовые, иногда порфировидные (Kfs) граниты.

Нами установлен U-Pb изотопный возраст цирконов из лейкогранитов второй интрузивной фазы, который составил 300.3 ± 3.8 млн. лет [3], MSWD = 3.19. U-Pb изотопный возраст цирконов из кварцевых сиенитов первой фазы, определенный LA-ICP-MS методом в Геологическом институте им. Н.Л. Добрецова СО РАН (Улан-Удэ), составил 298 ± 3.5 млн. лет [4], что очень хорошо согласуется с предшествующими определениями и подтверждает двухфазное становление массива. Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. Обычно, включения сконцентрированы на сравнительно небольших участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерно распределенных включений встречаются скопления – «рои», в которых на долю включений приходится от 10–15 до более чем 50 % от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3-4 м. Еще одной особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, когда наряду с магматическими образованиями присутствуют ксенолиты метаморфических пород, в которых сохраняются исходные текстурно-структурные особенности. Аналогичного состава метаморфитами сложены достаточно крупные «останцы», размером во многие десятки метров. Подобного типа породы развиты и в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста.

Степень преобразования включений различна — от сохранения всех признаков исходной магматической структуры и минерального состава, до практически полной «гомогенизации», где включения опознаются лишь по более мелкозернистым участкам с расплывчатыми контурами. Подобные образования часто называют «теневыми ксенолитами».

Размер включений в среднем составляет 10–12 см в поперечнике, форма чаще всего округлая (сферическая) или линзовидная, никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений, по сравнению с центром, или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, за исключением т.н. «теней».

Микро-элементный состав меланократовых включений обнаруживает существенные отличия от вмещающих кварцевых сиенитов. На диаграммах соотношения индикаторных элементов-примесей (Rb, Ba, Nb, Sr) с кремнеземом они образуют не перекрывающиеся ареалы.

Распределения REE в породах Улекчинского массива и MME в целом сходно и различается лишь в деталях. Характерны относительно высокие суммарные содержания REE (> $200~\text{г/т} \sum \text{REE}$), дефицит HREE относительно LREE (La/Yb_(n) = 13-21), наличие отрицательной Eu аномалии. Включения отличаются несколько более высоким содержанием *HREE*, в частности Yb и Lu по сравнению с вмещающими кварцевыми сиенитами, и соответственно, пониженной величиной La/Yb_(n). Между включениями первого и второго типов резких отличий не выявлено.

Для выявления природы включений важное значение имеет изотопный возраст. Нами, с использованием локальных методов, были датированы цирконы из включений первого и второго типов. Включения имели сходную морфологию и сопоставимые размеры. Цирконы из включения первого типа датированы LA-ICP-MS методом (масс-спектрометр Element-XR) в ГИН СО РАН (Улан-Удэ). По 43 точкам (зернам) получено конкордантное значение изотопного возраста 310.6 ± 1.9 млн лет, MSWD = 0.67.

Датирование цирконов из включения второго типа проводилось в Центре SU-MAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG. Разброс полученных значений изотопного возраста по 9-и определениям составил от 504 до 802 млн. лет. Из этой совокупности четко выделяется кластер (4 точки) с конкордантным возрастом 793.7 ± 10.1 млн. лет, который и принят за время образования цирконов.

Включение первого типа демонстрирует изотопный возраст цирконов близкий ко времени становления Улекчинского плутона (≈ 300 млн. лет). Учитывая характер распределения, морфологию, петрографические и минералого-геохимические особенности включений данного типа, мы считаем, что они являются результатом смешения магм (mingling), т.е. были захвачены в жидком или полужидком состоянии. Вместе с тем, разница в 10 млн. лет требует объяснения. На наш взгляд, она может объясняться двумя причинами: недостаточной точностью определения, либо тем, что включения были захвачены после того, как в них образовались цирконы — т.е. в не до конца раскристаллизованном состоянии. Учитывая более высокую температуру кристаллизации включений, что следует как из их валового состава, так и мелкозернистой структуры, это предположение представляется вполне вероятным. Важно подчеркнуть, что полученный возраст включения первого типа так или иначе фиксирует временную близость базитового и гранитоидного магматизма, что

является важным аргументом в понимании природы позднепалеозойского гранитоидного магматизма Забайкалья.

Исследования поддержаны грантом РНФ № 23-17-00030, и выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту AAAA-A21-121011390002-2.

- [1] Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья, Бургасский кварцево-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология, 2013, 3, с. 309–334.
- [2] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит крупнейший гранитоидный плутон // Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993.
- [3] Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасти позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1999, 5, с. 694–702.
- [4] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, 9, с. 1249—1276.



КОЛЛИЗИОННЫЕ И АККРЕЦИОННЫЕ ОРОГЕНЫ В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

М.М. Буслов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, buslov@igm.nsc.ru

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) традиционно рассматривается как результат субдукции Палеоазиатского океана под Сибирский, Восточно-Европейский и Казахстанский континенты. Данная точка зрения предполагает образование нескольких разновозрастных складчатых зон в результате последовательной аккреции островных дуг, докембрийских микроконтинентов и фрагментов океанической коры к указанным континентам в течение позднего докембрия — раннего карбона [1—6 и многие др.]. Согласно представлениям [7—9 и многие др.] в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. Ассоцирущие с ними докембрийские микрокотнинеты расмотрены как отколовшиеся при раскрытие задуговых басейнов блоки кротонов. В течение палеозоя в результате коллизии Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании крупных ороклинальных изгибов и крупно-амплитудных сдвигов.

В последнее время выявлено, что для ЦАСП характерны [10–12] следующие основные тектонические элементы: позднепротерозойско – палеозойские Казахстанско-Байкальский коллизионный и Бощекуль-Чингиз-Кузнецко-Алтайский аккреционные орогены, ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона (рис. 1). Коллизионный и аккреционный орогены характеризуют конвергентные границы, соответственно, Индо-Атлантического и Тихоокеанского тектонических сегментов Земли [13].

Позднепротерозойско-палеозойский Казахстанско-Байкальский колллизионный ороген сформирован в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах), представленную Тувино-Монгольской и Казахстанской (Кипчакской) островными дугами, литосферы Палеоазиатского океана. В современной структуре ЦАСП Казахстанско-Байкальский колллизионный ороген представлен на Урале, в западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, в Казахстане, в южной части Алтае-Саянской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и Китае. Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны (Каратауского, Улутауского, Кокчетавского, Актау-Моинтинского, Центрально-Тяньшаньского, Тувино-Монгольского др), включающих фрагменты гренвильской ороегении (1.4—0.85 млр. лет). Детритовые цирконы этого возраста широко развиты в осадочных породах рагличного генезиса колллизионного орогена.

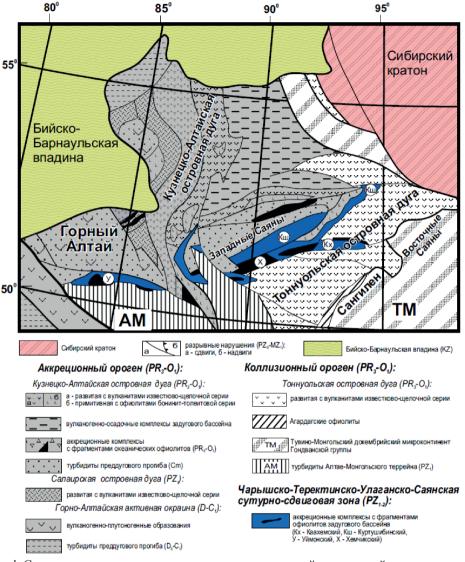


Рис. 1. Схема структурного положения поздненеопротерозойско-палеозойских геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (по [12] с дополнениями).

Позднепротерозойско-палеозойский Бощекуль-Чингиз-Кузнецко-Алтайский аккреционный ороген сформирован в результате субдукции под юго-западную окрачину Сибирского континента (в современных координатах) океанической плиты Палеопацифики. Ороген сотоит из позднепротерозойско-палеозойских Кузнецко-Алтайской, Салаиро-Алтайской, Бощекуль-Чингизской, Жарма-Саурской островных дуг, их аналагов в Северо-Западном Китае. В аккреционных клиньях островных дуг широко представлены только фрагменты позднепротерозойско -раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий, а также турбидитов глубоководных желобов. В аккреционном орогене отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что указывает на его формирование на конвер-

гентной границе Палеопацифики (Палеотихоокеанского океана), а не Палеоазиатского океана. U-Pb датирование детритовых цирконов [14–15] из турбидитов глубоководных желобов и преддуговых прогибов отвечает диапазону 640–320 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород островных дуг аккреционного орогена.

Ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, представленная фрагментами океанической коры, ордовикскими голубыми сланцами и кембро-ордовикскими турбидитами. Зона сформирована в результате субдукции венд-кембрийских офиолитов задугового бассейна под коллизионный ороген. Задуговой океанический бассейн формировался между Сибирским континентом и Тувино-Монгольской (Тонуольской) островной дугой. Со стороны Сибирского континента он представлен раннепалеозойской пассивной окраиной, а на краю коллизионного орогена — раннепалеозойскими надсубдукционными вулкано-плутаноческими комплесами.

В позднем девоне – раннем карбоне коллизионный и аккреционный орогены, аккретированные к Сибирского континенту, сформировали совместно Северо- Азиатский континент. В позднепалеозойское время его юго-воточная окраина, представленная ЦАСП была интенсивно деформирована под коллизионным воздействием Пангеи, включающей Восточно-Европейский кратон, и превращена в огромную внутриконтинентальную орогенную область, питающую обломочным материалом внутриконтинентальные и окраинно-континентальные моря. В результате коллизий крупных континентальных масс Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов весь ЦАСП был разделен сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, внутри которых сохранились фрагменты структур различного возраста и генезиса.

Таким образом, ЦАСП состоит из коллизионного и аккреционного орогенов, которые начали формироваться в позднем неопротерозое, соответственно, на юговосточном и юго-западном обрамлениях Сибирского кратона в результате погружения тектонических плит Палеоазиатского океана и Палеопацифики. Орогены деформированы в позднем палеозое в ороклинальные складки, осложненные сдвигово-надвиговыми и сдвиговыми деформациями в результате столкновения ЦАСП и Пангеи, включающей Восточно-Европейский кратон. Современным налогом ЦАСП является зона тройного сочленения Евразийской, Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит, расположенная в Индонезии.

Наложенные позднекарбоново – раннепермские деформации, а также проявление одновозрастного плюмового магматизма, связанного с активностью Сибирского и Таримского плюмов [16], создали определенные трудности в интерпретации тектоники и геодинамики ЦАСП, что несомненно следует учитывать при построении глобальных палегеодинамических реконструкций и металлогеническом районировании.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН.

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, Кн. 1. 328 с.
- [2] Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7–8), с. 8–28.

- [3] Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика Центрально-Азиатского палеозойского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7–8, с. 48–61
- [4] Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // International Geology Review, 1995, v. 35, p. 335–360.
- [5] Filippova I., Bush V., Didenko A. Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian Journal of Earth Sciences, 2001, v. 3(6), p. 405–426.
- [6] Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovsky V.A. Neoproterosoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Research, 2003, v. 6(2), p. 143–159.
- [7] Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 364, p. 299–307.
- [8] Windley B.F., Alexiev D., Xiao et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // Journal Geological Society London, 2007, v.164, p. 31–47.
- [9] Xiao W., Windley B., Sun S., et al. A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian–Middle Triassic in Central- East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2015, v. 43 (1), p. 477–507.
- [10] Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии// Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1). с. 93–108.
- [11] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66–90.
- [12] Buslov M.M., Shcerbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Palaeotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // Lethaia, 2022, v. 5, p. 1–15.
- [13] Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника, 1998, № 5, с. 3–18.
- [14] Chen Ming, Sun Min, Cai Keda, Buslov M.M. et al. Detrital zircon record of the Early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai-Mongolian terrane // Lithos, 2015, v. 233, p. 209–222.
- [15] Cai K.D., Sun M., Buslov M.M., et al. Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // Tectonophysics, 2016, v. 674, p. 182–194.
- [16] Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, № 51 (8), с. 1159–1187.



ГЕОМЕТРИЯ ЮЖНОЙ ГРАНИЦЫ ОХОТСКОЙ ПЛИТЫ

Н.А. Бушенкова, Т.А. Ступина

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука CO PAH, bushenkovana@ipgg.sbras.ru, stupinata@ipgg.sbras.ru

Исследование посвящено определению положения южной границы Охотской плиты (ОП) путем сопоставления сейсмотомографических результатов с распределением гипоцентров землетрясений, вулканических проявлений, неоднородностей гравитационного поля и других актуальных геолого-геофизическими характеристик.

В современных исследованиях южную границу ОП (в некоторых работах, как часть Северо-Американской) чаще всего проводят через среднюю часть о. Хонсю в районе сочленения Японской и Идзу-Бонинской дуг [1,2], однако в ряде работ она предполагается в различных вариациях через срединную область о. Хоккайдо (например, [3], где граница проведена по хребту Хидака.

Согласно настоящему аналитическому исследованию, южная граница ОП проходит через южную оконечность о. Хоккайдо через п-ов Осима и залив Утиура, а не по хребту Хидака, и точно не через о. Хонсю.

Так, по результатам региональной сейсмотомографии, на участке от центральной части о. Хонсю (близ сочленения Японской дуги с Идзу-Бонинской) до полуострова Осима отчетливо наблюдается, особенно на глубинах ~ 250 км, обособленная высокоскоростная аномалия, отвечающая явно отдельной части Тихоокеанского слэба. Эта фрагментация прослеживается и в неоднородностях толщины коры островов Хоккайдо и Хонсю [4, 5], а также в поле гравитационных аномалий в редукции Буге.

Для анализа объемного распределения сейсмичности и геометрии сейсмофокальных зон использованы как глобальные (ISC, http://www.isc.ac.uk), так и региональные каталоги. Подавляющее количество данных для района Японских островов отобрано из каталогов Японского метеорологического агентства (JMA, https://www. data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/): только за период 1998-2022 гг. отобрано более 2 млн локальных событий, зарегистрированных как минимум 10 местными сейсмостанциями (для обеспечения точности определения гипоцентров).

В распределении гипоцентров землетрясений в районе южной оконечности о. Хоккайдо выделена граница, перпендикулярная оси субдукции. Сейсмофокальная зона на профиле вдоль субдукции имеет излом на коровых глубинах и спускается под центральную часть ОП до глубин более 500 км. Следует отметить, что на участке между о. Хоккайдо и серединой о. Хонсю глубина погружения сейсмофокальной зоны достигает меньших значений, чем севернее и южнее этого участка. Можно предположить, что на этом участке скорость погружения слэба понижена и/или произошло схожее с Камчатским обновление субдукции [6, 7, 8], а южная граница ОП переместилась к северу за счет образования структурного нарушения в литосфере ОП над продолжением разлома в слэбе под о. Хоккайдо. Кроме того, при анализе распределения вулканических построек на суше и в Японском море на участке между п-овом Осима и пограничной зоной в центральной части о. Хонсю

(район сочленения с Филиппинской плитой) обнаружена некоторая схожесть во взаимном расположении древнего (задугового) вулканического фронта относительно современного действующего вулканического пояса. К западу от активного вулканического пояса наблюдается почти параллельное ему горное поднятие с проявленными в рельефе структурами вулканического происхождения: на Камчатке это Срединный хребет, а в районе о. Хонсю - подводный хребет Ямато.

Если обратиться к результатам исследований [9], то в направленностях погружения осей максимального девиаторного укорочения и удлинения (по данным о механизмах очагов около 3 тыс. землетрясений с магнитудами М ≥ 4.7 на глубинах 70–105 км за период 1971–2022 гг. из каталога ISC) наблюдается чёткое соответствие зон их разворота областям границ выявленной фрагментации слэба. Учитывая, что этот разворот наблюдается для событий, сосредоточенных на литосферных глубинах, можно заключить, что нарушение целостности литосферной плиты в районе п-ва Осима подтверждается результатами независимых исследований.

Кроме того, следует отметить, что в диапазоне от южной границы ОП (от п-ва Осима) и до района контакта с Филиппинской плитой (в центральной части о. Хонсю) в настоящее время Евразийская (Амурская) плита непосредственно контактирует с субдуцирующей Тихоокеанской. Также нельзя исключить и возможность существования на этом участке обособленной малой литосферной плиты.

Работа с сейсмологическими данными выполнена при поддержке проекта ФНИ FWZZ-2022-0017.

- [1] Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk. In: T.W.C. Hilde and S. Uyeda (Eds.), Geodynamics of the Western Pacific-Indonesian region, 1983. 189-221. Geodyn. Ser., Vol. 11, American Geophysical Union, Washington, DC.
- [2] Cook D.B., Fujita K. and McMullen C.A., 1986. Present-day interactions in northeast Asia: North American, Eurasian and Okhotsk plates // J. Geodyn., 6, 33-51.
- [3] Seno T. and Sakurai T. Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // Journal of Geophysical Research, 1996, 101(b5), 11305-11315.
- [4] Zhao D., Hasegawa A., Kanamori H. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events // Journal of Geophysical Research, 1994, 99(B11), 22313–22329.
- [5] Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka // Tectonophysics, 2013, 609, 184-201.
- [6] Bushenkova N., Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Shapiro N., Gordeev E., Chebrov D., Abkadyrov I., Jakovlev A., Stupina T., Novgorodova A., Droznina S. Huang H. Connections between arc volcanoes in Central Kamchatka and the subducting slab inferred from local earthquake seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2023, 435, 107768.
- [7] Бушенкова Н.А., Кучай О.А. Структура краевых областей Малко-Петропавловской разломной зоны по данным локальной сейсмотомографии и механизмам очагов землетрясений // Геология и геофизика, 2023, 64(10), 1485-1496.
- [8] Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2003, 1, 32-59.
- [9] Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Сейсмотектонические деформации в районе Японских островов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь 2023, 2(3), 166-174.



СОСТАВ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛОЙСКОЙ ЗОНЫ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

Е.В. Ватрушкина¹, Е.В. Старикова²

¹Москва, ФГБУН Геологический институт PAH, evat_095@mail.ru ²Санкт-Петербург, ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, elena starikova@karpinskvinstitute.ru

Позднеюрско-раннемеловой этап является ключевым в истории формировании Вернояно-Чукотских мезозоид [1]. В это время происходит закрытие океанических бассейнов и коллизия крупных континентальных блоков, сначала Сибирского и Кольмо-Омолонского, а затем Чукотского. Изначально Олойский комплекс интерпретировался как островодужный [2, 3]. Согласно современным представлениям заложение Олойского вулканического пояса произошло на северной активной окрачине Кольмо-Омолонского супертеррейна после амальгамации террейнов Колымской петли [4]. Возрастной диапазон Олойской вулкано-плутонической ассоциации оценивается 150–137 млн лет [5] на основе данных U-Pb изотопного датирования вулканитов и субвулканических массивов Егдэгкычского комплекса [6, 7].

В 2019—2021 гг. в рамках геологосъемочных работ 1: 200 000 масштаба Верхне-Олойской площади (листы Q-58-XXI, XXII) сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского были изучены верхнеюрско-нижнемеловые образования восточной части Олойской зоны. На основе полученных данных о возрасте и петрографо-геохимических характеристиках комплекса сделан вывод о его формировании в обстановке островной дуги и ее последующей аккреции [8]. Также установлено, что в бассейне р. Ильгувеем обнажается наиболее полный разрез Олойского комплекса, сложенный как вулканитами, так и вулканогенно-обломочными и вулканогенно-осадочными образованиями, накопление которых происходило в условиях морского бассейна. Благодаря большому количеству фаунистических находок, удалось достаточно детально расчленить изученные отложения и определить их стратиграфический объем от кимериджа до верхнего готерива.

Изучение состава и источников сноса вулканогенно-осадочных образований необходимо для понимания геодинамических режимов существовавших в это время на Колымо-Омолонской окраине. Для проведения детальных исследований были выбраны псаммитовые разности с минимальным количеством синхронного вулканогенного материала (туфопесчаники и песчаники вулканомиктовые) из следующих стратиграфических интервалов: уконская толща (кимериджский ярус), эломская толща (нижний и среднетитонский подъярусы), отелочная свита (верхняя часть титонского и нижняя часть берриасского яруса), росомашинская свита (берриасский ярус) и перевальнинская свита (верхи берриасского—нижняя часть готеривского яруса).

В строении уконской толщи туфо-терригенные разности находятся в резко подчиненном количестве. Породы плохо сортированы, материал не окатан или плохо окатан. В составе породобразующих компонентов псаммитовых разностей преобладают обломки вулканитов преимущественно среднего и основного составов. В меньшем количестве присутствуют обломки кислых вулканитов и мономинеральные компоненты (кварц, полевые шпаты, пироксены) вулканического происхождения. Количество кварца в образцах не превышает 5%, как правило, он представлен мелкими остроугольными обломками. В разрезе эломской толщи среди вулканогенно-осадочных образований появляются вулканомиктовые разности при преобладании туфо-терригенных пород. Вулканомиктовые песчаники характеризуются средней сортированностью, окатанность зерен различная, вплоть до хорошей. По классификации В.Д. Шутова [9] они относятся как к кварцево-полевошпатовым, так и собственно к грауваккам. Среди породообразующих компонентов преобладают обломки пород (от 45 до 81 %), они представлены вулканитами преимущественно среднего и кислого составов, а также кварц-полевошпатовыми сростками, для полевых шпатов которых характерны пертитовые и мирмекитовые вростки. Мономинеральные компоненты представлены полевыми шпатами (13-31 %), кварцем (5–21 %) и пироксенами (редко до 10 %). Для отложений отелочной, росомашинской и перевальниской свит характерно преобладание вулканомиктовых разностей в строении разреза. Вулканомиктовые песчаники отелочной свиты относятся к полевошпатовым и кварцево-полевошпатовым грауваккам со следующим соотношением основных породообразующих компонентов: кварц (5–13 %), полевые шпаты (15-28 %), обломки пород (58-80 %). Среди темноцветных минералов помимо роговой обманки и пироксенов встречается эпидот. Обломки пород представлены вулканитами среднего и кислого, реже основного состава. Характерной особенностью является присутствие обломков туфо-терригенных пород, а также кварцслюдистых сланцев (до 30 % от общего количества обломков). Вулканомиктовые песчаники росомашинской и перевальнинской свит схожи по составу с псаммитовыми разностями отелочной свиты, отличаются более высокой степенью сортированности. Для них также характерно преобладание вулканических разностей среди обломков пород, количество кварц-полевошпатовых сростков и в различной степени измененных терригенных пород не превышает 10 %. Помимо монокристаллов кварца, в песчаниках перевальнинской свиты встречаются поликристаллические разновидности с изрезанными лапчатыми контурами, блочным строением и грануляцией.

На дискриминантной диаграмме В. Дикинсона [10] фигуративные точки составов песчаников попадают в поле размыва нерасчлененной, слабо эродированной вулканической дуги и дуги переходного типа. В результате геохимических исследований псаммитов выявлены низкие значения индекса химического выветривания (СІА) от 51.7 до 59.7, что указывает на преобладание свежих, недавно выведенных на поверхность пород среди их источников сноса. Тренд изменения соотношений Th/Sc и Zr/Sc в их составе свидетельствует об отсутствии накопления циркона в верх по разрезу, как следствия влияния процессов вызревания и рециклинга.

Из наиболее представительных проб песчаников были датированы цирконы методом LA-ICP-MS. В туфопесчаниках уконской толщи цирконы не выявлены. В пробе из песчаника вулканомиктового эломской толщи присутствуют единичные молодые зерна, соответствующие возрасту осадконакопления 147.5 млн лет и круп-

ная оксфорд-тоарская популяция в возрастном диапазоне от 157 до 181 млн лет с пиком 166 млн лет и единичное зерно 188 млн лет. Из песчаника вулканомиктового отелочной свиты датирована крупная юрская популяция и 4 зерна в интервале от 370 до 584 млн лет. Среди юрских датировок выделяется крупная популяция от 141 до 155 млн лет с двумя основными пиками 146 и 151 млн лет и единичные зерна (7 шт) в диапазоне 159–193 млн лет. Максимальный возраст осадконакопления, рассчитанный по 5 зернам составляет 142.2 ± 0.9 млн лет, что соответствует верхней части разреза отелочной свиты. В распределении возрастов детритовых цирконов из вулканомиктового песчаника перевальнинской свиты выявлена доминирующая молодая популяция от 129 до 154 млн лет с основными пиками 133.7, 141.7 и 149 млн лет и 3 зерна палеопротерозойского возраста в диапазоне 1903–2013 млн лет.

В результате полученных данных можно сделать следующие выводы. Накопление позднеюрско-раннемеловых отложений Олойской зоны происходило в активной тектонической обстановке, при постоянном обновлении источников сноса в области питания. В кимериджское время основными источниками сноса являлись вулканиты энсиматического происхождения, не содержащие зерен циркона. Необходимо отметить, что кимериджские возраста отсутствуют и среди юрских популяций цирконов в вышележащих песчаниках. В титоне в зону размыва были выведены вулкано-плутонические ассоциации Олойского комплекса, а также оксфорд?-среднеюрские вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии. Схожий спектр юрских цирконов (159-200 млн лет) установлен в туфо-песчаниках среднеюрского возраста Олойской дуги в разрезах, расположенных севернее [6]. В берриасское время в области питания начинают доминировать вулкано-плутонические ассоциации Олойского комплекса, также продолжается размыв более древних юрских образований. Дополнительным источником кластики становятся более древние, в различной степени измененные терригенные и туфо-терригенные породы Колымо-Омолонского блока. В валанжин-раннеготеривское время продолжают размываться ранее накопившиеся позднеюрско-раннемеловые породы Олойского комплекса. Наличие единичных древних зерен циркона в составе пород может быть связано с началом размыва древней коры Омолонского блока. Необходимо отметить, что древняя популяция цирконов начинает доминировать в валанжинских отложениях, накапливавшихся в пределах Чукотской окраины [11].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-27-00352.

- [1] Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 4, с. 389–409.
- [2] Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. Москва, Наука, 1984, 136 с.
- [3] Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. Москва, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- [4] Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Анюйской сутуры // Геотектоника, 2021, № 5, с. 51–72.

- [5] Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews, 2020, v. 208, 103272
- [6] Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere, 2015, v. 11, № 5, p. 1530–1564.
- [7] Кара, Т. В., Лучицкая, М. В., Катков, С. М., Белоусова, Е. А. (2019). Позднеюрскораннемеловая вулкано-плутоническая ассоциация Олойского пояса Западной Чукотки: уран-свинцовые SIMS и LA-ICP-MS данные. Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 64 (3), с. 421–433.
- [8] Старикова Е.В., Гагиева А.М., Коновалов А.Л., Ватрушкина Е.В., Акинин В.В. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения восточной части Олойской зоны: стратиграфия, геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования // Тихоокеанская геология, 2023, т. 42, № 4, с. 3–29.
- [9] Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки // Тр. ГИН РАН СССР. Вып. 238. Москва, Наука, 1972, 345 с.
- [10] Dickinson W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones // In: Provenance of arenites (Ed. Zuffa G.C.). Reidel, Dordrecht, 1985, p. 333–361.
- [11] Ватрушкина Е.В. Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки. Труды Геологического института. Москва, ГЕОС, 2021, 170 с.



МЕТАМОРФИЗМ, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

И.В. Викентьев

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии PAH, viken@jgem.ru

Хотя главные труды академика Н.Л. Добрецова посвящены проблемам глобальной геодинамики [1–3], значительный вклад был сделан им и его ближайшими соратниками в метаморфическую петрологию. Среди множества направлений, которым Н.Л. Добрецов уделял серьезное внимание, важное место занимает металлогения, в частности, проблема условий формирования колчеданных и золоторудных месторождений [4]. Так, ключевое значение в становлении современной теории колчеданообразования внесла его выдающаяся работа, посвященная метаморфиму руд [5]. Эти аспекты рассмотрены нами на примере Урала – во многом исследования проводятся в направлениях, в свое время намеченных Н.Л. Добрецовым.

Уральский ороген является одним из крупнейших рудных поясов в мире и включает огромные запасы железных руд (Fe, Ti, V), хромитов, руд цветных металлов (Cu, Zn), золота, платиноидов. Большинство эндогенных рудных месторождений находятся в Главном зеленокаменном поясе — Тагильской и Магнитогорской зонах, в основном к востоку от Главного Уральского разлома. В докладе описана эволюция эндогенной металлогении Урала в палеозое с акцентом на колчеданных и золоторудных месторождениях. Обоснован вывод о преобладающем магматическом вкладе в их образование. Обсуждается возраст процессов рудообразования и их связи с тектономагматическими фазами. В последние годы, достигнут прогресс в анализе характера и региональных закономерностей метаморфизма колчеданных руд — проблеме, внимание к которой, в том числе, привлек Н.Л. Добрецов.

Метаморфизм вулканогенных островодужных комплексов тесно связан с процессами коллизии дуга/континент и, особенно, континент/континент. В системе классификации геологических процессов преобразование колчеданоносных толщ Урала отвечает нескольким типам метаморфизма. В орогенных областях, типичными представителями которых является Урал, все его генетические типы — включая метаморфизм погружения, динамический и контактовый — являются подчиненными орогенному или, рассматривая шире, *коллизионному* типу метаморфизма, в современном понимании во многом равнозначному понятию "региональный метаморфизм". На его фоне выделяются сравнительно небольшие — по отношению к суммарному объему породных комплексов — линейные области динамометаморфизма, главным образом, в зонах смятия, и области контактового метаморфизма, обусловленного внедрением крупных гранитных интрузивов и обычно изометричные. И уж совсем узко локальными являются проявления контактового метаморфизма, связанного с внедрением даек, преимущественно мафических, и заметного на расстоянии не более 1 м от контакта, а также в ксенолитах внутри этих даек. Но на масштабном

уровне отдельных рудных месторождений эти "второстепенные" типы нередко являются основными, поскольку они полностью видоизменяют геологическое строение месторождения, текстуры его руд и, нередко, их минеральный состав.

Важную роль метаморфизма в преобразовании колчеданных месторождений обосновали В.А. Обручев и, особенно, А.Н. Заварицкий. Ключевые работы были выполнены к середине XX в. для Урала С.Н. Ивановым и Т.Н. Шадлун. Последующие исследования углубили принципиальные выводы этих авторов. Условия преобразования руд, участие метаморфогенных флюидов и их состав остаются дискуссионными. Наблюдаемые признаки эпигенетического образования, особенно крутопадающих рудных тел (вертикальная геохимическая зональность и др.), могут быть объяснены частичной ремобилизацией ранних вулканогенных руд.

Региональный метаморфизм колчеданных руд варьирует от цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фации ($t=150-300\,^{\circ}\text{C}$, $P=0.5-4\,$ кбар) — на большей части Южного Урала — и зеленосланцевой (большинство месторождений Среднего Урала) до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций ($t=400-600\,^{\circ}\text{C}$, до 700 °C, $P=1-6\,$ кбар) в средней части Урала — в Карабашском районе в полосе Кыштым-Миасс. Кварц, альбит, хлорит, серицит, эпидот, кальцит, пренит и пумпеллиит являются основными метаморфическими минералами. Наименее преобразованные рудные залежи сохранились в аллохтонах вне главной зеленокаменной полосы (месторождения в Медногорском районе и Сафьяновское на Среднем Урале). Степень преобразования колчеданных месторождений коррелирует с фациями метаморфизма пород.

Возраст метаморфизма отвечает нескольким фазам герцинского орогенеза в районе 380–360 и 320–240 млн лет назад с основным пиком 300–295 млн лет. Большинство крупных месторождений характеризуются крутыми и субвертикальными псевдомоноклинальными структурами. Часть их лежит в крупных зонах смятия (Дегтярское, Сан-Донато на Среднем Урале), другие – во второстепенных, развитых в регионально слабо метаморфизованных толщах (Гай, Учалы, Новые Учалы, Сибай на Южном Урале); залежи являются субвертикальными или, реже, крутопадающими.

Отдельные месторождения были сильнее переработаны — в условиях эпидотамфиболитовой фации коллизионным, главным образом динамическим, метаморфизмом (Карабашская группа, Маук и Кузнечиха) или же регионально-контактовым — в ореоле крупных гранитоидных плутонов (Тарньер, Коктау, Весеннее). На сильно преобразованных месторождениях помимо резкого изменения морфологии рудных тел (плито- и линзообразные тела варьирующей мощности с раздувами и пережимами), происходит изменение текстурно-структурных характеристик, и резко возрастает роль сплошных руд. На большинстве крупных месторождениях Урала (Гай, Дегтярское, Учалинское, Ново-Учалинское, Сибайское, Юбилейное) в рудах есть признаки наложенного динамометаморфизма, включая их пластическое течение.

Метаморфизм сопровождается перекристаллизацией и переотложением синвулканических сульфидов; почти полной утратой своего тонкозернистого, колломорфного или брекчиевого облика руд. На дометаморфическое отложение основной массы рудного вещества указывают дробление пирита и сфалерита, растаскивание их фрагментов и обтекание пластичным кварц-серицит-хлоритовым агрегатом, а также халькопиритом и блеклой рудой, которые часто слагают тени давления пирита, титаномагнетита и линз микрокварцитов. Зерна пирита обнаруживают признаки роста в направлении минимального сжатия, что свидетельствует об их синметаморфической перекристаллизации.

Типичными признаками метаморфизма являются укрупнение агрегатов сульфидов, а также полосчатые и гнейсовидные текстуры руд, характерные для приконтактовых зон крупных линз сплошных сульфидных руд. В пирите, помимо золота (переходящего из дисперсной формы в видимую), уменьшается содержание и других примесных элементов – Ag, Te, Sn, Bi, Ge и некоторых др. В руде отмечаются новообразования: пирротин, магнетит, локально – борнит; появляются редкие минералы Au, Ag, As, Sb, Sn, Ge, Bi, Te, Se, Co, Zn-шпинель и цельзиан, укрупняется самородное золото. Метаморфизм способствует улучшению показателей обогатимости руды. Это относится и к месторождениям, испытавшим воздействие крупных гранитоидных интрузивов.

На месторождении Таш-Яр внедрение гранитов сопровождалось формированием растянутой на сотни метров латеральной зональности (с удалением от массива) Сu→Zn→Pb, Аg. В связи с коллизией, в пермское время в торцевой части Ахуновского массива, действовавшего при широтном сжатии и субмеридиональном правостороннем смещении как гигантская будина, происходили интенсивные деформации. Крутопадающие структуры растяжения СВ простирания способствовали миграции гидротермальных флюидов и образованию кварц-халькопиритовых и кварц-сфалеритовых жил. Метаморфическая природа флюидов подчеркивается их высокими давлениями. Более сильный метаморфизм, вплоть до частичного плавления, испытали руды месторождений Тарньер, Весеннее и им. 50-летия Октября (Коктау). Роль перераспределения химических элементов в крупных колчеданных линзах с обогащением Сu и Zn их краевых частей и верхних выклинок показана для объектов Тагильской мегазоны (Красноуральский рудный район), а для месторождений Южного Урала наблюдается реже; наиболее очевидна она для Гайского месторождения.

Метаморфогенная миграция химических элементов проявлялась в рудах Урала на различных масштабных уровнях: от уровня минеральных зерен (перераспределение микропримесей в сульфидах и сульфосолях, образование полосчатых и гнейсовидных текстур течения, теней давления) до месторождения — с локальной, до первых сотен метров, миграции металлов (Cu, Zn, Pb, Ag, Au) с их концентрированным переотложением в зонах палеорастяжения и по восстанию рудных тел, возникновением вторичной геохимической зональности.

В целом для Урала крупнейшие по запасам рудные месторождения возникли в связи с эволюцией энсиматического (мантийной природы) магматизма, обусловленного режимами юной (колчеданные, титаномагнетитовые, хромитовые) и зрелой (порфировые, скарновые) островной дуги, а также проявленного в образовании пояса гранит-тоналитовых плутонов, которые формировались во время главной С/Р коллизии (золото-кварц-сульфидные жильные месторождения).

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант 23-17-00266.

- [1] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1994, 300 с.
- [2] Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2011, 492 с.

- [3] Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика, 2020, т.61(5/6), с. 617–647.
- [4] Добрецов Н.Л. Рудообразование и глобальные геологические процессы: эволюция и проблемы периодичности // Смирновский сборник-96. Москва: Фонд им. В.И. Смирнова, 1996, С. 38.
- [5] Добрецов Н.Л., Меляховецкий А.А., Ащепков И.В. и др. Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения (на примере колчеданных месторождений). Новосибирск: Наука, 1987, 168 с.



АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ МЕТОДОМ КОНФИГУРАЦИИ ЗОН ДОВЕРИЯ

Г.А. Гвоздик¹, А.В. Хохлов²

¹ Москва, Геофизический Центр РАН, Москва, Российская Федерация, g.gvozdik@gcras.ru

² Москва, Геофизический Центр РАН, Москва, Российская Федерация, fbmotion@gmail.com

В палеомагнитных исследованиях для определения среднего палеомагнитного направления используется классический метод α_{95} , в основе которого лежит предположение о нормальности распределения данных. Это предположение на практике не проверяется, что понижает степень доверия к палеомагнитным определениям, полученным при помощи данного метода, но мы предлагаем программную реализацию нового метода Конфигурации Зон Доверия (Confidence Areas Configuration), который лишен данного недостатка. Исследования продолжают серию публикаций, в которых описывается новый подход к анализу палеомагнитных направлений с помощью метода Конфигурации зон доверия (САС) основанного на непараметрической статистике, а также представляют софт на базе сайта pmtools.ru, при помощи которого можно провести расчеты данным методом [1, 2, 3].

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического Центра РАН.

- [1] Хохлов А.В., Гвоздик Г.А., Лебедев И.Е. О статистической точности палеонаправлений // Ученые записки Казанского университета. Серия естественные науки, 2023, т. 165, кн. 4, 513–523.
- [2] Khokhlov A.V., Hulot G. Principal component analysis of palaeomagnetic directions: converting a Maximum Angular Deviation (MAD) into an 95 angle // Geophysical Journal International, 2016, Volume 204, 274–291.
- [3] Khokhlov A.V., Gvozdik G.A. The Process of Reconstructing the Ancient Magnetic Field Direction: A New Approach to Paleomagnetic Data for a Better Estimate of Accuracy // Appl. Sci., 2023, 13(8).



ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СТАНОВОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА, ИХ СВЯЗЬ С МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ

Г.З. Гильманова¹, М.Ю. Носырев¹, А.Н. Диденко^{2,1}

¹ Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, gigulya@yandex.ru, ns041ck@yandex.ru

² Москва, Геологический институт РАН, alexei_didenko@mail.ru

Становой (Удско-Становой) вулкано-плутонический пояс (СВПП) находится на севере Амурской области, вытянут в широтном направлении почти на 1000 км при ширине до 100–120км. Пояс расположен преимущественно в пределах Станового блока Алдано-Станового щита и ограничивается с севера Становым разломом субширотной ориентировки, являющимся границей с Алданским блоком. Становой блок сложен метаморфическими комплексами архея, представленными различными по составу породами в основном амфиболитовой фации метаморфизма, в меньшей мере — гранулитовой [1].

СВПП представлен разнообразными позднемезозойскими интрузиями в основном гранитоидного ряда, в меньшей мере развиты вулканогенные образования. Часть из них находится севернее Станового разлома, располагаясь в пределах архейских гранулитов Алданского блока. Помимо крупнейшей дизьюнктивной структуры юга Сибирской платформы — Станового разлома, в регионе развита серия более мелких разломов преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний.

Основным полезным ископаемым, связанным с поясом, является золото. В его пределах выделяются две металлогенические зоны: Северо-Становая и Южно-Становая. Наибольший интерес с точки зрения золотоносности представляет Северо-Становая металлогеническая зона (ССМЗ), расположенная в северной части СВПП, имеющая протяженность около 1000 км и ширину до 50 км. Здесь известно крупное Бамское месторождение золота, Солнечное месторождение золота, Моготинское серебро-полиметаллическое месторождение с золотом, много золотых и золотосеребряных рудопроявлений, пунктов минерализации. Зона перспективна на выявление новых месторождений, но в силу сложных природно-климатических условий поисковая изученность ее низкая. В связи с этим для анализа рудоносности и выделения новых поисковых площадей большую значимость приобретает применение дистанционных методов в том числе и анализ особенностей рельефа. Соответственно целью данной работы является выявление линейных особенностей рельефа северной части СВПП, отвечающей Северо-Становой металлогенической зоне и установление их связи с элементами геологического строения и размещением золотой минерализации в ее пределах, а также оценка возможностей их использования для выделения перспективных площадей ранга рудных узлов и полей.

Для обработки цифровой модели рельефа (SRTM03) использовались собственные разработки ИТиГ ДВО РАН [2], программа Winlessa [3]. Применяемый комплекс позволяет максимально наглядно выделить или разделить те или иные тектонические структуры, границы блоков с разными характеристиками, получить ряд статистических характеристик, которые могут выявить неочевидные особенности изображений. Рассчитаны карты крутизны склона, модуля градиента рельефа с разными масштабными параметрами, плотности элементарных линейных элементов (ЭЛЭ), линий преобладающей вытянутости роз-диаграмм (ЛВ), линеаментов, синтезированы цветные изображения из результатов расчетов различных операторов, примененных к исходной ЦМР.

На карте плотности ЭЛЭ в пределах севернной части Станового блока отчетливо выделяется цепочка участков повышенных значений, вытянутая в субширотном направлении вдоль южного фланга ССМЗ. Практически на всем протяжении она совпадает с известной Южно-Становой гравитационной ступенью субширотной ориентировки, интерпретируемой как сквозь коровый глубинный разлом [4].

Весьма интересную информацию представлют карты распределения плотности ЭЛЭ по направлениям (восемь направлений от 0° до 180° с шагом 22.5°). Наблюдается хорошая пространственная корреляция между площадями с золотой минерализацией и областями с повышенной концентрацией ЭЛЭ северо-восточной ориентировки. Это хорошо видно на примере Ларбинского и Тогунасского рудных узлов, золотая минерализация которых локализуется в краевых частях аномалии ЭЛЭ, ориентированных в северо-восточных румбах.

Многими исследователями, работавшими в регионе, подчеркивается важная с точки зрения локализации золотой минерализации роль поперечных к простиранию Станового ВПП разломов [5].

Интерпретация распределения линеаментов позволяет выделить две важных особенности. Во-первых, группирование линеаментов в непрерывно-прерывистые линии того или иного направления, которые при достаточной проявленности могут быть интерпретированы как вероятные разломы. Во-вторых, наличие вытянутых или изометричных областей шириной до первых десятков километров с повышенной концентрацией в их пределах разноориентированных коротких линеаментов, которые могут интерпретироваться как объемные зоны повышенной нарушенности верхней части земной коры [6] и играть весьма важную роль с точки зрения рудолокализации золотой минерализации.

При анализе карты линеаментов района выделяется несколько систем протяженных линейных структур: 1) единичные линеаменты субширотного простирания сопутствующие системе Станового разлома; 2) многочисленные линеаменты и группы линеаментов субмеридионального, север-северо-западного и северо-восточного простирания. Также выделяется серия областей с повышенной концентрацией линеаментов, которые пространственно тесно коррелируют с распределением золотой минерализации. В частности, достаточно отчётливо по этому параметру выделяется район месторождения Бамского, Тогунасский рудный узел с проявлением Атугей, район месторождения Моготинское, хорошо просматривается меридиональная структура через месторождение золота Солнечное. В восточной части зоны выделяются две области концентрации разноориентированных линейных элементов насыщенные проявлениями золотой минерализации.

Линии преобладающей вытянутости роз-диаграмм рельефа также несут важную информацию о возможных разломах, пересекающих ССМЗ. Эти предполагаемые разломы также в значительной степени концентрируются в районах развития известной золотой минерализации.

Выделяемые линейные элементы рельефа особенно ортогональные к простиранию ССМЗ не всегда подтверждаются геологическими данными (карты 1:200000—1:1000000 масштабов). При этом характерно, что в ряде случаев они совпадают со структурами, выделяемыми по геофизическим данным. В частности, в поле силы тяжести хорошо фиксируются линейные субмеридиональные зоны, пересекающие ССМЗ. По результатам моделирования плотностные неоднородности, вызывающие соответствующие аномалии проявляются на уровне верхней мантии и нижней коры. В магнитном поле также достаточно отчетливо проявляется ряд выделенных по рельефу структур, но при этом надо отметить, что некоторые системы разломов характерные для СВПП и хорошо проявленные в магнитном поле в линейных элементах рельефа никак не отражаются. В частности, это характерно для широко развитых разломов северо-западной ориентировки.

Можно предложить модель потенциально перспективной на выявление золотых месторождений площади уровня рудного узла в следующем виде.

- 1. В пределах поднятых блоков рельефа и особенно на их границах. Такие поднятия могут быть связаны с крупными интрузивными системами позднемезозойского возраста.
 - 2. На границах протяженных зон повышенной плотности ЭЛЭ.
- 3. В периферических областях аномальных зон плотности ЭЛЭ северо-восточной ориентировки.
- 4. На участках концентрации разноориентированных линеаментов в пределах металлогенической зоны, или вдоль поперечных структур ее пересекающих.
- 5. На поперечных зонах, пересекающих металлогеническую зону, выделенных по данным интерпретации ЛВ. Они часто совпадают с зонами, выделяемыми по линеаментам.

Пять отмеченных линейных особенностей рельефа достаточно компактно могут локализовать перспективные площади для планирования среднемасштабных поисковых работ. Это тем более актуально в условиях, когда восточная часть пояса протяженностью более 600 км в поисковом отношении изучена чрезвычайно слабо. Рассмотренные признаки в совокупности с другими геологическими, геохимическим и геофизическими критериями и признаками золотого оруденения могут обеспечить более обоснованную локализацию площадей под поисковые работы. Возможно далее будет иметь смысл рассматривать геоморфологические особенности выделяемых перспективные площадей уже в более крупном масштабе и с большей детальностью.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзаданий ИТиГ ДВО РАН (темы НИР № 121021000095-1, № 121021000094-4), ГИН РАН (тема № FMMG-2023-0010).

[1] Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток, Дальнаука, 2010, 331 с.

- [2] Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Применение теории масштабных пространств для ЦМР среднего разрешения в геологических и тектонических исследованиях // Геоморфология, 2019, № 2, с. 68–78.
- [3] Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // Computers & Geosciences, 1997, v. 23, No 1, p. 45–62.
- [4] Носырев М.Ю., Диденко А.Н., Гильманова Г.З. Глубинное строение Станового вулкано-плутонического пояса на основе интерпретации гравимагнитных данных и его металлогенические особенности // Материалы 50-ой юбилейной сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского В.Н. Страхова "Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей", Москва, 29 января—2 февраля, 2024 год, с. 263—267.
- [5] Лобов А.И., Яхно П.А. Отчет по объекту МК-500 «Подготовка к изданию Минерагенической карты Амурской области масштаба 1:500 000» за 1997–2002 гг. Книга 1, Хабаровск-Благовещенск, АТГФ, 2003, 282 с.
- [6] Гильманова Г.З., Носырев М.Ю., Диденко А.Н. Использование цифровых моделей рельефа при металлогенических исследованиях на примере центральной части Нижнеамурской провинции // Геология и геофизика, 2023, т. 64, № 12, с. 1778—1794.



ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА В ЭДИАКАРИИ

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru

В геологической истории Земли неопротерозой, включающий в себя, в том числе, эдиакарий, является одним из ключевых периодов развития, на протяжении которого происходили процессы коренной трансформации глобальной палеогеографии огромных территорий. Применительно к Сибири этот период маркируется отделением Сибирского кратона от суперконтинента Родиния (715–650 млн лет), открытием Палеоазиатского океана и формированием на окраине Сибирского кратона пассивной континентальной окраины [1].

Наиболее ранние процессы крайне масштабного растяжения, приведшего к распаду Родинии и отвечающие франклинскому событию (725-710 млн лет), маркируются на площади Сибирского кратона многочисленными дайковыми роями, слагающими Саяно-Байкальский дайковый пояс [2-4]. Более поздние (645-625 млн лет) и относительно локальные рифтогенные события неопротерозоя на юге Сибирского кратона фиксируются внедрением в породы фундамента серии интрузий щелочно-ультраосновного и карбонатитового состава [5–10]. Примечательно, что на фоне упомянутого выше локального растяжения, проявившегося в период 645-625 млн лет на площади кратона, вблизи его пассивной окраины, открывавшейся в Палеоазиатский океан, напротив, начали реализовываться аккреционно-коллизионные процессы и на временном рубеже 610-600 млн лет эта пассивная окраина была преобразована в серию форландовых бассейнов в результате причленения к краю Сибирского кратона крупных неопротерозойских композитных супертеррейнов, сложенных фрагментами островодужных систем, океанических островов Палеоазиатского океана, а также остатков более древних островных дуг и континентальных блоков [1, 11, 12]. Свидетельствами этих событий являются фрагменты осадочных разрезов форландовых бассейнов эдиакарского возраста, которые прослеживаются вдоль всей южной части Сибирского кратона, слагая верхнюю часть неопротерозойского Саяно-Байкало-Патомского пояса [1, 11, 13]. Результатом реализации рассматриваемых аккреционных процессов позднего докембрия стало формирование на юге Сибирского кратона орогена эдиакарского возраста [1, 12, 14].

Переходя к вопросам металлогении, стоит отметить, что активные тектонические перестройки, затронувшие рассматриваемые территории в эдиакарии, обусловили крайне своеобразную рудную специфику эдиакарских геологических комплексов и осадочных отложений юга Сибири.

Раннеэдиакарский период рудогенеза (645–625 млн лет) проявлен серией интрузий щелочно-ультраосновного и карбонатитового состава (например, Жидойский

Белозиминский, Большетагнинский массивы), которые несут обильную Ta-Nb и редкоземельную минерализацию [5–10].

К более молодым эдиакарским отложениям, сформировавшимся в форландовых бассейнах Саяно-Байкало-Патомского пояса, приурочены золоторудные месторождения двух разных типов. В Бодайбинской зоне Патомского сегмента Саяно-Байкало-Патомского пояса эдиакарские отложения хомолхинской свиты являются рудоносными и рудовмещающими для крупнообъемного золото-платиноидно-сульфидного оруденения «сухоложского типа», формирующего целый ряд месторождений, в частности такого месторождения-гиганта как «Сухой Лог», запасы золота в котором оцениваются более чем в 1240 тонн. Определения возраста обломочных цирконов из песчаников хомолхинской свиты свидетельствуют о том, что осадочные породы, вмещающие золотое оруденение, отложились после 600 млн лет за счет разрушения палеопротерозойских и неопротерозойских источников, а самый ранний (стратиформный) пирит, содержащий Рb и Au, образовался во время осадконакопления или раннего диагенеза на интервале 575–600 млн лет [15]. Возраст формирования собственно месторождений «сухоложского типа» в Бодайбинской зоне Саяно-Байкало-Патомского пояса оценивается в диапазоне 420–450 млн лет [16–18].

В Иркутской зоне Саянского сегмента Саяно-Байкало-Патомского пояса эдиакарские отложения хужирской свиты мотской серии содержат горизонт золотоносных конгломератов с алмазами, которые локализованы в структуре Хужирского месторождения [19]. Это месторождение является уникальным по своей природе и единственным в России, относящимся к нетрадиционному геолого-промышленному типу золоторудных месторождений. Запасы золота на данном месторождении оцениваются в 400 кг по данным Росгеолфонда (www.rfgf.ru), а алмазов 160 000 карат при подтверждении содержаний алмаза 0.2 карата на м³. Общая оценка потенциала золотоносности всех конгломератов хужирской свиты мотской серии составляет 90 тонн золота. Следует заметить, что потенциально в качестве докембрийских источников алмазов на Хужирском месторождении могут рассматриваться упомянутые выше интрузии щелочно-ультраосновного и карбонатитового состава [19]. Наиболее известным генетическим аналогом Хужирского месторождения в мире является золоторудное (с алмазами) месторождение Витватерсранд, располагающееся в ЮАР, которое, однако, отличается от Хужирского как значительно более древним (архейским) возрастом толщ, вмещающих золотое оруденение, так и своими колоссальными масштабами, а также глобальной ролью в мировой золотодобыче.

Таким образом, приведенные данные позволяют проследить геодинамическую эволюцию южного фланга Сибирского кратона в неопротерозое и сопутствующие этой эволюции процессы рудогенеза: от стадии накопления полезных компонентов в верхних горизонтах земной коры, через этапы тектонической активизации до формирования рудных зон и продуктивных залежей.

Работа выполнена в рамках гранта № 23-075-67362-1-04-09-000006 Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение крупных научных проектов по приоритетным направлениям научно-технологического развития («Рудоносные магмы и флюиды: геологические и физико-химические условия генерации — ключ к прогнозированию гидротермальных месторождений редких, цветных и благородных металлов»).

- [1] Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research, 2019, v. 65, p. 1–16.
- [2] Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research, 2010, v. 183, p. 660–668.
- [3] Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences, 2016, v. 9, No 6, p. 464–469.
- [4] Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., El Bilali H. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: The initiation of Laurentia-Siberia separation // Precambrian Research, 2023, v. 394, 107111.
- [5] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады академии наук, 2005, т. 404, № 3, с. 400–406.
- [6] Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal of Asian Earth Sciences, 2016, v. 116, p. 81–96.
- [7] Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Летников Ф.А., Демонтерова Е.И., Юдин Д.С., Базарова Е.П., Данилов Б.С., Шарыгин И.С. Возраст и источники расплавов ультрамафитовых даек и пород Большетагнинского щелочно-карбонатитового массива (Урикско-Ийский грабен, юго-западная окраина Сибирского кратона) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2022, т. 505, № 1, с. 53–61.
- [8] Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H. Aillikites and alkali ultramafic lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // Minerals, 2020, v. 10, 404.
- [9] Stifeeva M.V., Salnikova E.B., Savelyeva V.B., Kotov A.B., Danilova Yu.V., Bazarova E.P., Danilov B.S. Timing of carbonatite ultramafic complexes of the Eastern Sayan alkaline province, Siberia: U–Pb (ID–TIMS) Geochronology of Ca–Fe garnets // Minerals, 2023, v. 13 (8). 1086.
- [10] Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Varchenko M.D., Semenova D.V., Izbrodin I.A., Kruk M.N. Mineralogy and Zircon Age of Carbonatites of the Srednyaya Zima Complex (Eastern Sayan) // Geodynamics & Tectonophysics, 2024, v. 15 (2), 0749.
- [11] Советов Ю.К. Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера, 2018, т. 18, № 1, с. 20–45.
- [12] Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Research, 2015, v. 267, p. 39–71.

- [13] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Плеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 1, с. 60–79.
- [14] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Khubanov V.B., Demonterova E.I., Motova Z.L. Metaterrigenious Rocks of the Olkhon Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: U-Pb Zircon Age, Geochemical Characteristics, and Formation Models of Sedimentary Protoliths // Geodynamics & Tectonophysics, 2022, v. 13 (3), 0635.
- [15] Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, v. 72, p. 2377–2391.
- [16] Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // Доклады академии наук, 2007, т. 415, № 2, с. 236–241.
- [17] Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53, № 1, с. 32–64.
- [18] Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Y.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // Ore Geology Reviews, 2022, v. 144, 104855.
- [19] Гладкочуб Д.П., Иванов А.В., Донская Т.В., Мотова З.Л., Брянский Н.В., Решетов Е.В. Первое свидетельство докембрийской алмазоносности Сибирской платформы: результаты U–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона из осадочных пород мотской серии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле, 2023, т. 510, № 1, с. 18–24.



СИНХРОТРОННАЯ РЕНТГЕНОСКОПИЯ В СОВРЕМЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПУТЕЙ ЗАРОЖДЕНИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

А.В. Гладышева, А.П. Агафонов

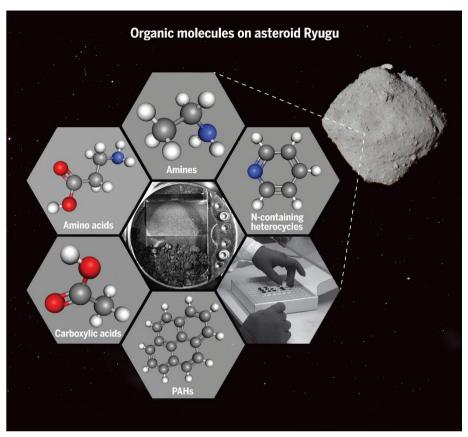
Кольцово, ФБУН ГНЦ ВБ «Вектор» Роспотребнадзора, agafonov@vector.nsc.ru

Вопрос о существовании естественных геологических путей зарождении жизни, их создании и сохранении на ранней Земле или в других примитивных мирах дискутируется уже более 60 лет. Наличие внеземных органических соединений является ключом к пониманию пребиотического органического синтеза во Вселенной. Богатые углеродом метеориты могли быть важным источником органических соединений, необходимых для возникновения жизни на ранней Земле. Многочисленные исследования показывают, что метеориты содержат ряд органических соединений или их предшественников, таких как аминокислоты, нуклеиновые азотистые основания, сахара и фосфаты – ключевых строительных блоков всех живых организмов. Благодаря синхротронной рентгеноскопии стало возможным определение структуры внеземных биологически значимых азотсодержащих соединений в максимально неизмененном виде с высоким пространственным и сверхвысоким энергетическим разрешением.

Нуклеиновые кислоты — это линейные нерегулярные биополимеры. Мономерами РНК служат рибонуклеотиды, а мономерами ДНК — дезоксирибонуклеотиды. Каждый нуклеотид состоит из трех частей: 1) остатка фосфорной кислоты, 2) пятиуглеродного моносахарида в циклической форме: D-рибозы (в случае РНК) или 2-дезокси-D-рибозы (в случае ДНК), 3) азотистого основания. Нуклеиновые кислоты ДНК и РНК присутствуют в клетках всех живых организмов и выполняют важнейшие функции по хранению, передаче и реализации наследственной информации.

Результаты показывают, что редкие аналоги азотистых оснований, обнаруженные, например, в метеоритах Lonewolf Nunataks 94102 и Murchison, соответствуют продуктам химии цианида аммония, что обеспечивает вероятный механизм их синтеза в родительских телах астероидов и убедительно подтверждает внеземное происхождение [1]. Анализ сахаров в трех других углеродистых хондритах показал наличие внеземной рибозы и других биоэссенциальных сахаров в примитивных метеоритах. Составы стабильных изотопов углерода, обнаруженных сахаров, показывают, что они имеют внеземное происхождение. В образцах, собранных с околоземного углеродистого астероида (162173) Ryugu космическим кораблем «Хаябуса-2», обнаружен урацил, входящий в состав РНК [2]. Открытие новых аналогов нуклеиновых оснований в метеоритах также расширяет молекулярный запас пребиотиков, доступных для создания первых генетических молекул.

Внеземной синтез аминокислот – это интригующая дискуссия о химической эволюции происхождения жизни во Вселенной, поскольку аминокислоты являются



Puc. 1. Растворимые органические молекулы, обнаруженные на поверхности Ryugu.

фундаментальными строительными блоками земной жизни. Аминокислоты – органические соединения, в молекуле которых одновременно содержатся карбоксильные и аминные группы. Основные химические элементы аминокислот – углерод (С), водород (Н), кислород (О) и азот (N).

Распределение внеземных аминокислот было тщательно изучено с использованием углеродистых хондритов, которые являются наиболее химически примитивными метеоритами, содержащими летучие компоненты, такие как вода и органические вещества, в частности метеорит Murchison. С момента падения в 1969 году в метеорите Murchison было идентифицировано, как минимум 86 аминокислот [3]. В образцах, собранных с поверхности углеродистого околоземного астероида (162173) Ryugu, обнаружены аминокислоты, алифатические амины, карбоновые кислоты, полициклические ароматические углеводороды, азот-гетероциклические соединения, имеющие свойства, соответствующие абиотическому происхождению. Эти соединения, вероятно, возникли в результате водной реакции на родительском теле Ryugu и подобны органическим веществам, найденным в метеоритах типа Ivuna. Эти молекулы могут выжить на поверхностях астероидов и переноситься по всей Солнечной системе [4].

Другим первозданным углеродистым хондритом, хранящим в себе множество ценных данных о внеземном происхождении жизни на Земле, является метеорит

Winchcombe, который упал в Великобритании 28 февраля 2021 года. С помощью источника синхротронного излучения Diamond Light Source (линия луча I08, Великобритания) и комбинации дополнительных методов были получены уникальные данные о структуре связей H-C-N-O в органических зернах Winchcombe, а также обнаружены различные типы биологически значимых азотсодержащих соединений, таких как аминокислоты и N-гетероциклы [5].

В сентябре 2023 года межпланетной станцией OSIRIS-REх на Землю были доставлены пробы грунта с околоземного астероида Bennu. Предполагается, что астероид содержит образцы вещества, образовавшегося еще задолго до появления Земли и, вероятно, даже до формирования Солнечной системы. Благодаря исследованиям, проведенным при помощи земных и космических телескопов, удалось установить, что Bennu может быть богат органическими молекулами, которые состоят из цепочек углерода, связанных с атомами кислорода, водорода и других элементов. Вennu — самый большой образец астероида с высоким содержанием углерода, когда-либо возвращавшийся на Землю, который поможет исследовать происхождение жизни на нашей планете для будущих поколений. В настоящее время образцы грунта с Bennu исследованы на источниках синхротронного излучения ESRF (канал ID15A, Франция) и Diamond Light Source (канал DIAD, Великобритания), результаты пока не опубликованы [6, 7].

- [1] Callahan M.P., Smith K.E., Cleaves H.J. 2nd, Ruzicka J., Stern J.C., Glavin D.P., House C.H., Dworkin J.P. Carbonaceous meteorites contain a wide range of extraterrestrial nucleobases // Proc Natl Acad Sci USA., 2011, 23,108(34), 13995-8.
- [2] Oba Y., Koga T., Takano Y., Ogawa N.O. et al. Uracil in the carbonaceous asteroid (162173) Ryugu // Nat Commun., 2023, 21, 14(1), 1292.
- [3] Koga T., Naraoka H. A new family of extraterrestrial amino acids in the Murchison meteorite // Sci Rep., 2017, 4, 7(1), 636.
- [4] Naraoka H., Takano Y., Dworkin J.P., Oba Y., Hamase K. et al. Soluble organic molecules in samples of the carbonaceous asteroid (162173) Ryugu // Science, 2023, 24, 379(6634), eabn9033.
- [5] Vollmer C., Kepaptsoglou D., Leitner J., Mosberg A.B., El Hajraoui K., King A.J., Bays C.L., Schofield P.F., Araki T., Ramasse Q.M. High-spatial resolution functional chemistry of nitrogen compounds in the observed UK meteorite fall Winchcombe // Nat Commun., 2024, 26, 15(1), 778.
- [6] https://www.diamond.ac.uk/Home/News/LatestNews/2023/141223.html
- [7] https://www.esrf.fr/home/news/general/content-news/general/ebsstory-asteroid-bennus-samples-investigated-at-the-esrf.html



ЭКОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РИСКОВ ЗДОРОВЬЯ НАСЕЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫХ С УПОТРЕБЛЕНИЕМ РЫБЫ СОДЕРЖАЩЕЙ Hg, ТЕРРИТОРИЙ НАРУШЕННЫХ ГОРНОДОБЫВАЮЩЕЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ (ЗАПАДНАЯ И ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

М.А. Густайтис, И.Н. Мягкая

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, gustaitis@igm.nsc.ru

Проблема негативного влияния на здоровье человека продуктов, содержащих опасные элементы, имеет глобальный характер. Рыба, являясь источником полезных минералов и витаминов, с одной стороны, способна активно накапливать тяжелые металлы и металлоиды – с другой стороны. Это позволяет рассматривать ее в качестве источника токсического влияния на здоровье людей [1]. Степень накопления ртути в тканях рыб варьирует в зависимости от водной среды, скорости поглощения, депонирования и экскреции тканями. В связи с тем, что одним из главных путей поступления Нд в организм человека является питание, особое внимание следует уделять аспектам качества пищевых продуктов. Применение геохимических индексов для оценки возможного риска для населения позволит установить влияние потенциально токсичных элементов и выявить риски, связанные со здоровьем людей [2]. Данные показатели были предложены Агентством по охране окружающей среды США [3] и могут использоваться для оценки продуктов питания территорий нарушенных горнодобывающей деятельностью [2]. Цель работы – провести экогеохимическую оценку рыбы, выловленной из водоемов территорий, нарушенных горнодобывающей деятельностью (Западная и Восточная Сибирь), и выявить возможные риски на здоровье людей.

Для исследования выбраны три объекта, которые расположены в ареалах действия горнодобывающей промышленности. Первый объект — участок Курайской ртутной зоны Алтай-Саянской ртутной провинции, где с высокой плотностью расположены месторождения и рудопроявления Нg (Горный Алтай, Улаганский район, п.Акташ). В районе п. Акташ располагаются остатки Акташского горно-металлургического предприятия (АГМП), разрабатывающего одноимённое ртутное месторождение. Эта территория признана территорией с высоким уровнем накопленного экологического ущерба [4]. Второй объект расположен в пределах Алтай-Саянской ртутной провинции, в северной части Салаирского кряжа (часть Урского рудного поля), на территории Ново-Урского месторождения высокосульфидных руд и его хвостохранилища (Кемеровская область, п.Урск). Изначально Нg в рудах присутствовала в виде киновари, тонких включений теллурида и селенида ртути в пирите и барите. Третий объект расположен на участке Саралинского рудного узла в пределах Кузнецкого Алатау (окрестности п. Приисковый). Первоначально добыча Аи производилась из россыпей и из руд путем амальгамации.

Отбор рыбы производился из водоемов вышеописанных трех участков; в каждой точке опробования отобрано от 3 до 5 особей каждого вида. Образцы рыб раз-

делялись по типу питания (хищные и не хищные). Отбор мышечной ткани, массой по 20–25 г, проводился сразу после вылова рыб инструментом из пластика [5]. Валовое содержание Hg определили методом AAC (анализатор «PA-915M» с пиролитической приставкой «РП-91С») по методике М 03-09-2013. Предел обнаружения — 0.01 мкг/г, ошибка метода не более 20 %.

Предельно допустимая концентрация (ПДК) веществ в среде устанавливались исходя из «отсутствия практического влияния на здоровье человека». Однако, этот критерий неопределенный так как он не учитывает генетических и долгосрочных последствий негативного воздействия. Для оценки такого влияния используют коэффициенты риска на живые организмы [6, 7]. Для оценки рисков здоровья населения, связанных с употреблением рыбы, рассчитывались коэффициенты: условно допустимая суточная доза (PTDI); максимально возможное потребление продукта (CR_{lim}); CR_{mm} — максимально порций в месяц, то есть максимальное количество продукта, разрешенного употребить в месяц; целевой коэффициент опасности (THQ), который учитывает количество и качество потребляемой пищи [6]. Если значение THQ < 1, то канцерогенных последствий для здоровья не ожидается; THQ > 1 указывает на повышенную вероятность вредного воздействия на здоровье [7]. Полученные коэффициенты целевой опасности были соотнесены со значениями ПДК, которое в мышцах рыб, что согласно BO3 составляет 0.57 мкг/г независимо от вида [8].

Содержания Нg в рыбе всех исследуемых объектов варьирует в широких пределах. Максимальные значения ртути в рыбе установлены в пробах Урского рудного поля — до 0.79 мкг/г и Саралинского рудного узла — до 0.72 мкг/г. Для Курайской ртутной зоны значения меньше (0,4 мкг/г). Выявлены превышения ПДК в рыбе для участков Урского рудного поля и Саралинского рудного узла в 1.4 и 1.2 раза, соответственно, в отличие от рыб водоемов Курайской ртутной зоны.

Рассчитанная допустимая суточная доза отражает максимальное значение загрязнителя, до которого человек может подвергается воздействию в течение дня без какого-либо риска. В данной работе PTDI, рассчитанный для взрослого населения, варьировал от 0.03 до 0.41 мг на кг в день, что не превышает установленных ВОЗ стандартных пределов (до 0.45 мг на кг в день) [9].

Максимально допустимые суточные ($C_{\rm lim}$) и месячные ($C_{\rm mm}$) нормы потребления продукта для взрослого человека показывают, что для Курайской ртутной зоны разрешено употребление рыбы в количестве 0.06 кг/сутки и до 9 раз/в месяц. На территории Урского рудного поля $C_{\rm lim}$ и $C_{\rm mm}$ варьируют в зависимости от влияния хвостохранилища. Наиболее уязвимы жители, употребляющие рыбу водоемов, которые находятся в зоне воздействия хвостохранилища, где нормы потребления $C_{\rm lim}$ и $C_{\rm mm}$ составили 0.03 кг и до 4 порций в месяц. Наименее уязвимые жители, которую едят рыбу из пруда на фоновых территориях, где показатели $C_{\rm lim}$ и $C_{\rm mm}$ увеличиваются до 0.17 кг и 24 раза в месяц. Для Саралинского ртутного узла минимальное $C_{\rm lim}$ и $C_{\rm mm}$ составило 0.03 кг и 5 раз в месяц относятся к пробам из пруда отстойника (где складированы отходы), а максимально 0.23 кг до 34 порций в месяц (на фоновом участке).

Целевой коэффициент опасности (THQ) для большей части исследуемых рыб не превышает референтное значение (< 1). Минимальные значения установлены 0.1 и 0.2 на участках, удаленных от хвостохранилищ (п.Урск и п. Приисковый). Следовательно, длительное употребление рыбы из данных водоемов не представляет опасности. Значения THQ, превышающие 1, зафиксированы в рыбе Урского

рудного поля, отобранной на территории затопленного карьера (THQ = 1.35), где ранее велась добыча руды, и в реке Ур на удалении в 5 км от хвостохранилища (THQ = 1.29). Река Ур испытывает влияние Урского хвостохранилища [10]. Для рыб из водоемов на территории Саралинского рудного узла, пойманных в прудуотстойнике куда ранее сливали воду из хвостохранилища, установлены значения THQ >1 (THQ = 1.17). На исследуемой территории (Алтай-Саянской ртутной провинции) происходит накопление Нд рыбой и установлены превышения показателей ПДК и THQ, поэтому не рекомендуется употребление рыбы, в местах, которые подвержены влиянию хвостохранилищ. В ситуации, когда требуется оценка риска здоровья населения на территориях подверженных воздействию, например, горнодобывающей промышленности, необходимо использовать, не только предельно допустимые концентрации, но и индексы риска для здоровья человека [7], где учитывается такие параметры как вес и продолжительность жизни, так как оценивается долгосрочная перспектива употребления продуктов питания.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7) и финансируется Министерством науки и высшего образования РФ на базе ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований» ИГМ СО РАН.

- [1] Racz L., Papp L., Prokai B., Kovacs Z.S. Trace element determination in cultivated mush-rooms: an investigation of manganese, nickel, and cadmium intake in cultivated mush-rooms using ICP atomic emission // Microchemical Journal, 1996, 54(4), p. 444–451.
- [2] Árvay J., Hauptvogl M., Demková L., Harangozo Ľ., Šnirc M., Bobuľská L., Relić D. Mercury in scarletina bolete mushroom (Neoboletus luridiformis): Intake, spatial distribution in the fruiting body, accumulation ability and health risk assessment // Ecotoxicology and Environmental Safety, 2022, 232, p. 113235.
- [3] USEPA, United States Environmental Protection Agency, Risk-Based Concentrations Table, 2014. https://rosstat.gov.ru/storage/mediabank/dem21.pdf.
- [4] Робертус Ю.В., Пузанов А.В., Любимов Р.В. Особенности ртутного загрязнения окружающей среды в районе Акташского горно-металлургического предприятия (Республика Алтай) // География и природные ресурсы, 2015, № 3. с. 48–55.
- [5] Попов П.А., Андросова Н.В., Попов В.А. Содержание металлов в рыбах устья реки Томи (Верхняя Обь) // Российский журнал прикладной экологии, 2018, 2(14), с. 31–34.
- [6] Antoine J.M.R., Hoo Fung L.A., Grant C.N. Assessment of the potential health risks associated with the aluminium, arsenic, cadmium and lead content in selected fruits and vegetables grown in Jamaica // Toxicol., 2017, Rep. 4, p. 181–187.
- [7] Parang H., Esmaeilbeigi M. Total mercury concentration in the muscle of four mostly consumed fish and associated human health risks for fishermen and non-fishermen families in the Anzali Wetland, Southern Caspian Sea // Regional Studies in Marine Science, 2022, 52, p. 102270.
- [8] EFSA Panel on Contaminants in the Food Chain (CONTAM); Scientific Opinion on the risk for public health related to the presence of mercury and methylmercury in food // EFSA Journal, 2012, 10(12):2985, p. 241.
- [9] IFO. Consumption rate of fish among Iranian families; an annual study // Iran. Fish. Sci., 2020, 12, p. 278–279.
- [10] Myagkaya I.N., Gustaytis M.A., Saryg-ool B.Y., Lazareva E.V. Mercury partitioning and behavior in streams and source areas affected by the Novo-Ursk gold sulfide tailings (West Siberia, Russia) // Mine Water and the Environment, 2022, 41(2), p. 437–457.



ОЦЕНКА ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА И СЕРЫ В РАВНОВЕСИИ С ИНТЕРМЕТАЛЛИДОМ Ni₃Fe (АВАРУИТОМ)

В.Н. Девятова, А.Г. Симакин, А.Н. Некрасов

Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С Коржинского РАН, dev@iem.ac.ru

Аваруит — $(Fe_2Ni-Fe_3Ni)_{ss}$ — широко распространенный акцессорий серпентинизированных гипербазитов. Минерал часто встречается в офиолитовых комплексах [1, 2]. Также был обнаружен в серпентинизированных перидотитах срединно-океанических хребтов (COX) [3]. Появление сплавов связывается с восстановительной обстановкой, возникающей при реакции железосодержащих оливинов, пироксенов океанической коры и морской воды.

Аваруит обычно образует небольшие микронные изометричные зерна в серпентиновых прожилках, иногда встречается в виде срастаний с сульфидами (пентландитом, пирротином, хизлевудитом) (рис. 1а, б). Описана ассоциация аваруита с самородным рутением, осмием, хромитом [1]. Найдены аваруиты с оторочкой оксида железа [3].

Парагенезис интерметаллидов, самородных металлов и сульфидов позволяет оценить фугитивность кислорода и серы на одной из стадий становления массивов.

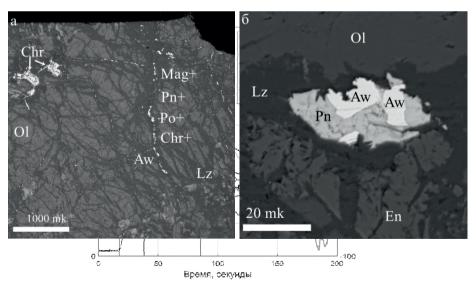


Рис. 1. ВЅЕ-фотографии серпентинизированного гарцбургита ЮВ склона массива Рай-Из Полярный Урал (образец Макеева А.Б., предоставлен Силантьевым С.А.) а) общий вид; б) аваруит-пентландитовое срастание в серпентинитовом прожилке. Аw — аваруит, Chr — хромит, En — энстатит, Lz — лизардит, Mag — магнетит, Pn — пентландит, Po — пирротин.

Оценки фугитивности кислорода для буфера аваруит-магнетит известны для температур 300, 350 °C [4, 5]. В данном исследовании проведен расчет реакций аваруит-магнетит, аваруит-вюстит, аваруит-хизлевудит в более широком интервале температур.

Термодинамическое моделирование

Термодинамические свойства металлических сплавов описываются с учетом магнитного вклада и структурного состояния сплава в зависимости от типа решетки (fcc, bcc, hcp) и упорядочения атомов в решетке (A1, A2, B1, B2 и др.). Сплавы $Fe_{0.5-0.25}-Ni_{0.5-0.75}$ относятся к ферромагнетикам и имеют объемоцентрированную решетку (fcc p) [6].

Энергия Гиббса сплавов, обладающих магнитными свойствами, выражается:

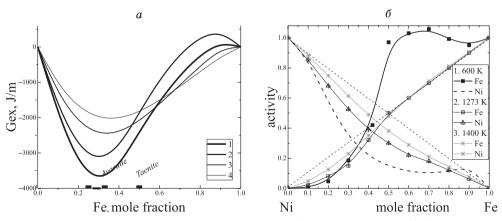
$$G = G_{\phi}^{0} + id_{G_{mix}} + G_{ex} + G_{mag};$$

Энергия Гиббса для сплава Fe-Ni получена в свободно распространяемом программном пакете OpenCalphad CAE 009 с использованием базы данных Steel7 и близка к литературным данным, известным для аваруита ($Fe_{0.25}Ni_{0.75}$) [7]. Коэффициенты активности компонентов сплава рассчитывались как

$$RTln\Upsilon_{M} = G^{ex} + (1-x_{M})(dG^{ex}/dx_{M})^{p,T};$$

Полученные величины G^{ex} и активности железа и никеля представлены на рисунке (рис. 2). Расчет уравнений реакций проводился в среде Maple 9 с использованием термодинамической базы данных Барина [8]. Равновесия рассчитаны для давления $P = 100 \text{ M}\Pi a$.

Расчет фугитивности кислорода и серы. В процессе окисления сплавов Fe-Ni происходит в первую очередь избирательное окисление Fe с обогащением сплава никелем, вплоть до выделения металлического никеля [9, 10]. Аналогичный процесс описывается и при сульфидизации интерметаллидов.



Puc. 2. a) суммарная расчетная избыточная энергия $G_{\rm ex}$ для системы Fe-Ni; δ) Расчетные активности Fe Ni в сплаве. 1–400, 2–600, 3–1000, 4–1400 K, 3–наш расчет; 2–[6]

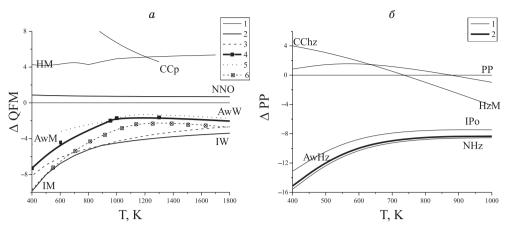


Рис. 3. а) Расчетная фугитивность кислорода относительно буфера QFM. 1 – буферы HM (магнетит-гематит), ССр (медь-куприт), QFM(кварц-фаялит-магнетит); 2 – буферы NNO (никель-бунзенит), IM, IW (железо-магнетит, железо-вюстит); 3 –метастабильные реакций IM, IW; 4 – буфер AwM (аваруит-магнетит), AwW (аваруит-вюстит) с учетом активности железа; 5 – метастабильные реакций AwM, AwW; 6 – буфер AwM для идеального твердого раствора Fe-Ni; б) Расчетная фугитивность серы относительно буфера PP. 1 – буферы – PP (пирит-пирротин), CChz (медь-халькозин), HzM (хизлевудит-миллерит), IPo (железо-пирротин), NHz (никель-хизлевудит), 2 – буфер AwHz (аваруит-хизлевудит).

Окисление и сульфидизация аваруита рассчитывались согласно реакциям:

$${
m Fe^{alloy}}_{ss}$$
 + 4/6 ${
m O_2}$ = 1/3 ${
m Fe_3O_4}$ и ${
m Fe^{alloy}}_{ss}$ + 0.5 ${
m O_2}$ = ${
m FeO}$
$$2{
m Ni^{alloy}}_{ss}$$
 + ${
m S_2}$ = $2{
m Ni_3S_2}$

Полученные результаты представлены на рис.3. Расчетная fO_2 равновесия аваруит-оксиды железа ожидаемо находится в диапазоне QFM-2 – IW, равновесие сплав- Ni_3S_2 при fS_2 в диапазоне NHz – IPo. Полученные расчетные данные согласуются с экспериментальными данными по окислению Fe-Ni сплавов [10]. Находки других самородных металлов в массиве Рай-Из (таких как, Al, Cr [11]) указывают на то, что локально достигалась летучесть кислорода значительно более низкая, чем в равновесии с аваруитом. Вопрос, на какой геодинамической стадии это происходило (COX или ретроградный метаморфизм в зоне коллизии), остается открытым.

Работа выполнена в рамках государственного задания, тема FMUF-2022-0004, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала, Санкт-Петербург: Санкт-Петербургское отделение издательства Наука, 1999, 252 с.
- [2] Новаков Р.М. и др. Пентландиты и аваруиты гипербазитового массива г. Солдатской (п-ов Камчатский Мыс, Восточная Камчатка) // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле, 2014, № 2, с. 137–146.
- [3] Дмитриев Л.В. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле, 1999, т. 1, № 6, с. 511–519.

- [4] Frost B.R. On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite // Journal of Petrology, 1985, v. 26, Iss. 1, p. 31–63
- [5] Klein F., Bach W. Fe–Ni–Co–O–S phase relations in peridotite–seawater interactions // Journal of Petrology, 2009, v. 50, Iss. 1, p. 37–59.
- [6] Swartzendruber L.J., Itkin V.P., Alcock C.B. The Fe-Ni (iron-nickel) system // Journal of phase equilibria, 1991, v. 12, p. 288–312.
- [7] Howald R.A. The thermodynamics of tetrataenite and awaruite: A review of the Fe-Ni phase diagram // Metallurgical and Materials Transactions A, 2003, v. 34, p. 1759–1769.
- [8] Barin I. Thermodynamic data for pure substance //American Chemical Society and American Institute of Physics for National Bureau of Standards. VCH Weinheim, Germany, 1995.
- [9] Окисление металлов Т.1. Теоретические основы. Ред. Бенар Ж. Перев. с франц. Москва, Изд-во "Металлургия", 1967, 499 С.
- [10] Shao H., Isobe H., Miao B. Reproduction of I-type cosmic spherules and characterization in an Fe-Ni-O system // Meteoritics & Planetary Science, 2020, v. 55, Iss. 9, p. 2066– 2079.
- [11] Yang J., Meng F., Xu X. et al. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals // Gondwana Research, 2015, 27(2), 459–485.



УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ ИЗ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ВУЛКАНА ЛОКОН, ОСТРОВ СУЛАВЕСИ (ИНДОНЕЗИЯ)

Н.В. Дмитриева¹, В.А. Симонов¹, И.Ю. Сафонова^{1, 2}, А.В. Котляров¹, А.Л. Рагозин¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, dmitrieva.nadine@gmail.com, kotlyarov@igm.nsc.ru

Остров Сулавеси (Тихий океан), в северо-восточной части которого находится кальдера Тондоно и связанные с ней действующие с середины 20 века вулканы Сопутан и Локон [1, 2], заслуживает самого пристального внимания, так как процессы кальдерообразования широко развиты в островодужных областях и приводят к появлению громадных объемов эксплозивного материала.

В сообщении приводятся новые данные об условиях кристаллизации вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза из базальтов и дацитов вулкана Локон, полученные в результате исследования образцов, собранных И.Ю. Сафоновой.

Параметры минералообразующих процессов были установлены на основе изучения составов минералов и находящихся в них расплавных включений.

Химические составы минералов и гомогенных стекол прогретых расплавных включений определены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа Aztec Energy XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd). Вкрапленники пироксена, а также плагиоклаза анализировались также микрорентгеноспектральным методом, с помощью микроанализатора JEOL JXA-8100 SuperProbe в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Содержания редких и редкоземельных элементов в клинопироксене установлены методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (ЛА-ИСП–МС) с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific), объединенного с устройством лазерного пробоотбора NewWaveResearch 213 (Elemental Scientific) (лазер Nd:YAG; длина волны: 213 нм) в ИГМ СО РАН. В качестве внешнего стандарта использовался образец стекла NIST 612. В качестве внутреннего стандарта применялись содержания CaO в клинопироксене.

Экспериментальные исследования расплавных включений в минералах выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

При расчетах условий кристаллизации клинопироксена использована хорошо известные барометры и термометры [3, 4], входящие в состав программы WinPLtb [5]. Температуры кристаллизации плагиоклаза установлены по [3] с использованием составов вкрапленников и стекол прогретых расплавных включений.

Исследования показали, что по характеру распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) клинопироксены из базальтов и дацитов вулкана Локон в большинстве

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

случаев близки между собой, образуя спектры с европиевым минимумом. При этом они отчетливо разделяются по РЗЭ на две самостоятельные группы с максимальным содержанием элементов в дацитовых минералах (рис. 1). Таким образом, данные особенности свидетельствуют с одной стороны о явной связи рассмотренных базальтовых и дацитовых магматических систем, а с другой – резкие отличия в количестве РЗЭ показывают отсутствие эволюции базальтовых расплавов с постепенным накоплением РЗЭ при переходе к дацитам. Эти факты подтверждают сделанные нами ранее выводы о том, что образование дацитов острова Сулавеси в результате процессов фракционирования исходного базальтоидного расплава вряд ли возможно. В наибольшей степени согласуются с полученной минералогической и термобарогеохимической информацией представления о развитии кислых расплавов при плавлении островодужной коры (содержащей более древние гранитные породы) под воздействием глубинных магм.

Сравнительный анализ спектров распределения РЗЭ в клинопироксенах из эффузивов различных типов островных дуг показал, что рассмотренные пироксены из базальтов и дацитов вулкана Локон в корне отличаются от минералов из бонинитов примитивных основных дуг типа Идзу-Бонинской, для которых характерны минимальные содержания легких лантаноидов и положительный наклон графика

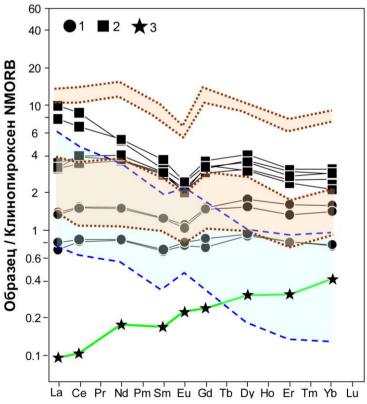


Рис. 1. Распределение РЗЭ в клинопироксенах из базальтов (1) и дацитов (2) вулкана Локон. 3 – клинопироксен из бонинитов Идзу-Бонинской дуги. Поля клинопироксенов из эффузивов: Алеутской дуги (голубое) и острова Хонсю, Япония (коричневое) по данным из [6].

(рис. 1). Клинопироксены из вулканитов развитых островных дуг типа Алеутской совпадают по содержанию легких лантаноидов с пироксенами вулкана Локон острова Сулавеси, но в отличие от последних для них характерен минимумом тяжелых лантаноидов и отрицательный наклон спектров распределения РЗЭ (рис. 1). Наибольшее сходство клинопироксенов вулкана Локон устанавливается с данными по минералам из эффузивов острова Хонсю (Япония). Здесь в обоих случаях мы видим в целом субгоризонтальные спектры с характерными минимумами европия и с разделением на две четкие группы (рис. 1). При этом необходимо отменить, что Японские острова принадлежат к зрелой островной дуге на сиалическом фундаменте с изверженными (в том числе гранитоидными) и метаморфическими породами в ее основании. Поскольку, подобный набор пород отмечен и для острова Сулавеси, особенно для его центрального и южного сегментов [7] сходство по распределению РЗЭ в клинопироксенах выглядит вполне логичным.

Петрографические исследования показали, что, судя по расположению относительно друг друга, большинство вкрапленников клинопироксена и плагиоклаза в базальтах и дацитах вулкана Локон кристаллизовалось фактически одновременно. В то же время нами установлены определенные отличия в составах расплавных включений в различных минералах из одного образца (рис. 2), что отмечалось и для других островодужных комплексов и показано в частности в случае вулканов Камчатки [8, 9 и др.]. С целью выяснения состава расплава, из которого могли кристаллизоваться одновременно сосуществующие вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза, был использован метод контрольных линий [8, 10], успешно примененный нами для вулкана Горелый на Камчатке [9]. Согласно этому методу состав расплава, из которого кристаллизовались минералы, должен лежать на пересечении линий, соединяющих составы стекол включений и минералов [8].

В случае базальтов вулкана Локон (рис. 2 А) видны заметные различия составов гомогенных стекол прогретых расплавных включений в клинопироксене и в плагио-

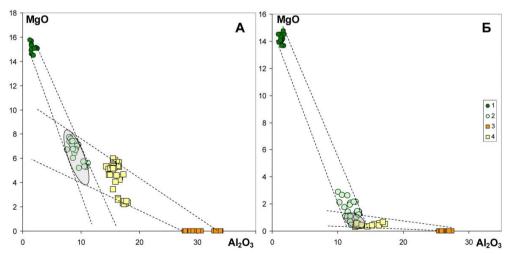


Рис. 2. Расчет (мас. %) состава расплава (серое поле), из которого могли одновременно кристаллизоваться сосуществующие вкрапленники клинопироксена (1) и плагиоклаза (3). 2, 4 - расплавные включения в клинопироксене (2) и в плагиоклазе (4). А, Б – базальты (А) и дациты (Б) вулкана Локон

клазе. При этом составы расплава, из которого могли кристаллизоваться сосуществующие вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза, совпадают с данными по включениям в пироксене.

Для дацитов вулкана Локон (рис. 2 Б) в поле расплава, из которого могли кристаллизоваться сосуществующие вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза, одновременно попадают включения из этих двух минералов.

Расчеты показали, что в случае базальтов вулкана Локон средние параметры кристаллизации клинопироксена из расплава (ответственного за образование сосуществующих вкрапленников) составили 4.07 ± 1.55 кбар и 1125 ± 21 °C. В то же время температуры кристаллизации из этого же расплава плагиоклаза были около 1080 °C.

Для дацитов вулкана Локон средние параметры кристаллизации клинопироксена из расплава (ответственного за образование сосуществующих вкрапленников) составили 4.04 ± 1.55 кбар и 970 ± 21 °C. При этом температуры кристаллизации из этого же расплава плагиоклаза были около 925 °C.

В целом *РТ*-параметры кристаллизации сосуществующих пироксенов и плагиоклазов в базальтах и дацитах вулкана Локон (установленные с помощью рассчитанных методом контрольных линий расплавов) попадают в интервалы давлений и температур, полученных на основе составов гомогенных стекол прогретых первичных включений в клинопироксене и близки к результатам использования данных по включениям в плагиоклазе.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 122041400057-2 и при поддержке РНФ № 21-77-20022.

- [1] Badan Geologi. Data dasar gunung api Indonesia, second ed. Bandung: Ministry of Energy and Mineral Resources Republic of Indonesia, 2011.
- [2] Kunrat S.L. Soputan volcano, Indonesia: petrological systematics of volatiles and magmas and their bearing on explosive eruptions of a basalt volcano. Dissertations and Theses, paper 3828, 2017, 119 p.
- [3] Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem., 2008, v. 69 (1), p. 61–120. https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3.
- [4] Masotta M., Mollo S., Freda C., Gaeta M., Moore G. Clinopyroxene-liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas // Contrib. Mineral. Petrol., 2013, No 166, p. 1545–1561.
- [5] Yavuz F., Yıldırım D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia, 2018, v. 87 (2), p. 149–172.
- [6] GEOROC http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/
- [7] Maulana A., Imai A., Van Leeuwen Th., Watanabe K., Yonezu K., Nakano T., Boyce A., Page L., Schersten A. Origin and geodynamic setting of Late Cenozoic granitoids in Sulawesi, Indonesia // Journal of Asian Earth Sciences, 2016, v. 124, p. 102–125.
- [8] Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. Москва, «Издательство КДУ», 2014, 268 с.
- [9] Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавным и флюидным включениям // Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 1, с. 103–133.
- [10] Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Москва, Мир, 1987, 632 с.



ОЦЕНКА *РТ*-ПАРАМЕТРОВ ФОРМИРОВАНИЯ БИОТИТ-АМФИБОЛОВЫХ ГРАНИТОВ *А*-ТИПА (НА ПРИМЕРЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tatiana_donskaya@mail.ru

Оценка условий кристаллизации гранитоидных расплавов является одним из важных аспектов магматической петрологии. Наиболее широкие возможности для определения параметров кристаллизации расплавов кислого состава существуют для гранитоидов, содержащих амфибол в качестве основного породообразующего минерала. Связано это с тем, что кристаллохимия амфиболов контролируется взаимосвязью между составом породы и такими физико-химическими параметрами как давление, температура, фугитивность кислорода, что и позволяет рассчитать данные параметры для амфибол-содержащих гранитов [1]. Кроме того, большинство амфибол-содержащих гранитоидов в качестве второстепенного минерала часто содержат биотит, а как акцессорные минералы в них присутствуют циркон и апатит, что еще больше расширяет возможности оценки условий кристаллизации расплава на разных стадиях. В последние два десятилетия было опубликовано значительное количество разнообразных геотермометров и геобарометров для определения условий кристаллизации гранитоидных расплавов, основанных как на составах минералов, так и на химическом составе пород. Целью данной работы было протестировать серию современных геотермометров и геобарометров, чтобы оценить условия кристаллизации биотит-амфиболовых гранитоидов A-типа и выбрать наиболее корректные уравнения для оценки физико-химических параметров кристаллизации гранитов этого типа.

В качестве объектов исследования были выбраны раннепротерозойские (1.85—1.86 млрд лет) биотит-амфиболовые гранитоиды главных фаз шумихинского, приморского, ирельского и татарниковского комплексов Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса Сибирского кратона. Гранитоиды всех комплексов имеют близкие геохимические характеристики, в том числе все они являются железистыми и умеренноглиноземистыми образованиями и по своему составу отвечают гранитам A-типа [2, 3, 4]. В то же время отмечаются и некоторые отличия в составах гранитоидов каждого комплекса, в том числе по концентрациям SiO_2 , $(Na_2O + K_2O)$, P_2O_5 , Zr (табл. 1). Составы амфиболов в гранитоидах приморского комплекса близки гастингситовой роговой обманке, а в гранитоидах остальных комплексов ферроэденитовой и железистой роговой обманке [2, 3]. Амфиболы и биотиты во всех гранитоидах обнаруживают повышенную железистость (Fe/(Fe+Mg) > 0.7) (табл. 1), при этом значения железистости варьируют в породах разных комплексов. Плагиоклазы по составу соответствуют олигоклазам или андезинам (табл. 1). Также гранитоиды всех комплексов отличаются по встречающимся в них ассоциациям Fe-Ti

Таблица 1 Основные характеристики и *РТ*-параметры формирования гранитоидов Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса

Основные характеристики, PT-параметры	Шумихинский комплекс	Приморский комплекс	Ирельский комплекс	Татарников- ский комплекс	
SiO ₂ , mac.% [2, 3]	63.7–70.7	66.0–70.1	62.0–64.7	60.3–62.3	
(Na ₂ O+K ₂ O), мас.% [2, 3]	6.8-8.1	7.0–7.9	7.6–8.4	8.4–9.7	
P ₂ O ₅ , mac.% [2, 3]	0.15-0.42	0.13-0.19	0.29-0.35	0.27-0.48	
Zr, γ/τ [2, 3]	250-350	350-450	620–730	1058–1663	
Fe/(Fe+Mg), амфиболы [2, 3]	0.70-0.78	0.81-0.89	0.70-0.81	0.77-0.90	
Fe/(Fe+Mg), биотиты [2]	0.68-0.72	0.79-0.81	0.80-0.83	_	
X_{an} , плагиоклаз [2]	19–27	16–34	15–26	_	
Fe-Ti окислы [2, 3]	ильменит, магнетит	ильменит	ильменит, ти- таномагнетит	ильменит	
<i>T</i> (°C), расплав, (Molina et al., 2015) [5]	901–942	826–869	874–957	905–932	
<i>T</i> (°C), расплав (Putirka, 2016, уравнение 3) [6]	933–978	916–945	954–996	977–989	
<i>T</i> (°C), насыщение апатитом (Harrison, Watson, 1984) [7]	949–1002	917–933	932–966	925–977	
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом (Watson, Harrison, 1983) [8]	804–828	840–873	861–910	930–961	
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом (Boehnke et al., 2013) [9]	751–797	796–840	804–880	891–925	
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом (Gervasoni et al., 2016) [10]	659–725	749–823	764–822	877–925	
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом (Zhao et al., 2020, уравнение 1) [11]	795–822	838–879	856–920	939–974	
<i>T</i> (°C), насыщение цирконом (Zhao et al., 2020, уравнение 2) [11]	799–825	839–877	858–887	925–959	
<i>T</i> (°C), амфибол–плагиоклаз (Holland, Blundy, 1994) ⁽¹⁾ [12]	729–772	810–839	750–785	_	
<i>T</i> (°C), амфибол (Putirka, 2016, уравнение 5) [6]	702–742	693–740	689–719	640–668	
<i>T</i> (°C), биотит (Li, Zhang, 2021) [13]	732–753	735–789	726–730	_	
<i>P</i> (кбар), Al в амфиболе (Hollister et al., 1987) [14]	3.8–4.4	5.3–9.1	2.1–3.9	2.8–3.8	
<i>P</i> (кбар), Al в амфиболе (Schmidt et al., 1992) [15]	4.2–4.7	5.4–8.7	2.8–4.3	3.3–4.2	
P(кбар), Al в амфиболе (Mutch et al., 2016) [16]	3.3–3.7	4.2–7.4	2.4–3.4	2.7–3.3	
P (кбар), амфибол—плагиоклаз (Molina et al., 2015) $^{(2)}$ [5]	2.0–3.4	3.1–7.1	3.1–3.6	_	
Р(кбар), амфибол–расплав (Putirka, 2016, уравнение 7а) [6]	2.5–3.6	4.4–7.7	2.7–4.6	2.3–5.4	
Р(кбар), биотит (Li, Zhang, 2021) [13]	5.9–6.8	7.4–9.7	5.1-6.6	_	

Примечание. Использованы: $^{(1)}$ давления по [16], $^{(2)}$ температуры по [12].

окислов (табл. 1). Таким образом, краткая геохимическая и минералогическая характеристика близковозрастных постколлизионных гранитоидов южной части Сибирского кратона показывает, что, несмотря на значительное сходства, все они имеют некоторые отличия как в составах пород, так и минералов, что свидетельствует о несколько различных физико-химических параметрах их кристаллизации.

Для оценки условий кристаллизации гранитоидных расплавов рассматриваемых комплексов были использована серия геотермобарометров. Температуры, близкие ликвидусным, были рассчитаны с помощью калибровок Дж.Ф. Молина с соавторами [5] и К. Путирка [6], основных на химическом составе пород. Оценка температур ранних стадий кристаллизации была выполнена с помощью геотермометра Т.М. Харрисон и Э.Б. Уотсон [7], определяющего температуру кристаллизации апатита (температура насыщения расплава апатитом), а также нескольких геотермометров, определяющего температуру кристаллизации циркона (температура насыщения расплава цирконом) [8, 9, 10, 11]. Температуры, близкие к субсолидусным, были рассчитаны по амфибол-плагиоклазовому [12], амфиболовому [6] и биотитовому [13] геотермометрам. Оценка значений давления при кристаллизации гранитоидов была выполнена на основе геобарометров, учитывающих содержания АІ в амфиболе [14, 15, 16], а также амфибол-плагиоклазовому [5] и биотитовому [13] геобарометрам. Результаты оценки РТ-параметров формирования раннепротерозойских гранитоидов А-типа Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса обобщены в таблице.

Значения ликвидусных температур, рассчитанные по геотермометру, предложенному К. Путирка [6], для гранитоидов шумихинского, приморского и ирельского комплексов оказались сопоставимы с температурами насыщения расплава апатитом, полученными по геотермометру Т.М. Харрисон и Э.Б. Уотсон [7] (табл. 1). Для гранитоидов татарниковского комплекса температуры кристаллизации апатита оказались немного ниже, но в целом сопоставимые с ликвидусными температурами по [6]. В любом случае, рассчитанные температуры соответствуют температурам, типичным для расплавов с характеристиками гранитов A-типа [17]. Рассчитанные ликвидусные температуры по калибровке Дж.Ф. Молина с соавторами [5] оказались в большинстве случаев ниже температур насыщения расплава апатитом, что по-казывает их невалидность для анализируемых объектов.

Температуры насыщения расплава цирконом для гранитоидов шумихинского, приморского и ирельского комплексов, рассчитанные по уравнениям Э.Б. Уотсон и Т.М. Харрисон [8] и Т. Жао и др. [11], оказались сопоставимы друг другу и при этом показали значения ниже, чем температуры, полученные по калибровкам [6, 7], указывая, что циркон, наиболее вероятно, кристаллизовался после апатита. Что касается гранитоидов татарниковского комплекса, то значения, полученные по всем перечисленным выше геотермометрам, оказались достаточно близки друг с другом, показывая, что апатит и циркон могли кристаллизоваться практически одновременно. Температуры насыщения расплава цирконом по калибровкам П. Бенке и др. [9] и Ф. Гервасони и др. [10] показали значения ниже, чем по геотермометрам [8, 11], а для некоторых образцов даже ниже, чем температуры, рассчитанные по амфиболплагиоклазовому и биотитовому геотермометрам (табл. 1), что не соответствует петрографическим данным. В связи с этим, температуры, полученные по уравнениям [9, 10], следует рассматривать как некорректные для изученных гранитоидов.

Близкие к субсолидусным температуры, рассчитанные с использованием амфибол-плагиоклазового геотермометра Т. Холланд и Ю. Бланди [12], показали ва-

лидные значения для гранитоидов всех комплексов, соответствующие данным петрографических исследований. Напротив, расчеты, выполненные по амфиболовой калибровке К. Путирка [6], показали чрезвычайно низкие значения (табл. 1), которые для ряда образцов оказались даже ниже температуры солидуса для гранитов, которая принимается приблизительно как $700\,^{\circ}$ С, что не позволяет использовать температуры, полученные по данному геотермометру, для петрологических реконструкций. Связано это с тем, что геотермометр [12] может применяться для широкого спектра составов пород, уравнение же, предложенное К. Путирка [6], может быть использовано только для водонасыщенных магм, к которым не относятся граниты A-типа. Температуры, рассчитанные по биотитовому геотермометру [13], оказались близкими (шумихинский комплекс) или немного более низкими (приморский, ирельский комплексы) по сравнению со значениями, полученными по амфиболплагиоклазовому геотермометру Т. Холланд и Ю. Бланди [12], но вполне реалистичными для изученных гранитоидов.

Оценка литостатического давления при кристаллизации гранитоидов А-типа на основе амфиболовых геобарометров оказалась достаточно сложной задачей, так как все амфиболы в этих гранитоидах являются железистыми и, соответственно, обнаруживают высокие значения отношения Fe/(Fe+Mg) (более 0.65) (табл. 1), что свидетельствует о том, что рассчитанные давления с использованием большинства амфиболовых геобарометров имеют заведомо завышенные значения [18]. В частности, достаточно высокие значения давления показали большинство геобарометров, основанных на содержании А1 в амфиболе (например, [14, 15]) (табл. 1). Наиболее реалистичные значения давления были получены по амфиболовому геобарометру Е. Матча с соавторами [16]. В определенной степени это связано с тем, что данный геобарометр был откалиброван по составам амфиболов с отношением Fe/(Fe+Mg) до 0.7. Близкие невысокие значения давления были получены по амфибол-плагиоклазовому геобарометру [5] и по одному из уравнений серии амфиболовых геобарометров [6]. Необходимо отметить, что наиболее высокие значения давления были рассчитаны для гранитоидов приморского комплекса, амфиболы из которых имеют, в большинстве своем, очень высокую железистость (табл. 1), поэтому, наиболее вероятно, полученные значения литостатического давления для гранитоидов этого комплекса являются завышенными. Максимально высокие значения давления были рассчитаны по биотитовому геобарометру [13] и они, вероятно, являются не валидными для изученных гранитоидов.

Таким образом, проведенные расчеты показали, что наиболее корректные оценки PT-параметров формирования биотит-амфиболовых гранитов A-типа могут быть получены с использованием «ликвидусного» геотермометра К. Путирка [6], геотермометров, оценивающих температуры насыщения расплава апатитом [7] и цирконом [8, 11], амфибол-плагиоклазового [12] и биотитового [13] геотермометров, а также амфиболовых геобарометров [6, 16] и амфибол-плагиоклазового геобарометра [5]. Результаты, полученные по данным геотермобарометрам, являются корректными, главным образом, в связи с тем, что химические составы как гранитоидов, так и присутствующих в них минералов, максимально удовлетворяют условиям, которые указаны в публикациях, при которых эти геотермометры и геобарометры позволяют получить корректные результаты именно для биотит-амфиболовых гранитов A-типа.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда N_2 23-17-00196, https://rscf.ru/project/23-17-00196/.

- [1] Ridolfi F. Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry // Minerals, 2021, v. 11, 324.
- [2] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253–279.
- [3] Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. Петрогенезис и структурное положение раннепротерозойских чарнокитов татарниковского комплекса Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 2, с. 391–412.
- [4] Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambr. Res., 2021, v. 367, 106447.
- [5] Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodríguez C., Fershtater G.B. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // Lithos, 2015, v. 232, p. 286–305.
- [6] Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // American Mineralogist, 2016, v. 101, p. 841–858.
- [7] Harrison T.M., Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, p. 1467–1477.
- [8] Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Let., 1983, v. 64, p. 295–304.
- [9] Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K. Zircon saturation rerevisited // Chemical Geology, 2013, v. 351, p. 324–334.
- [10] Gervasoni F., Klemme S., Rocha-Junior E.R.V, Berndt J. Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts // Contrib. Mineral. Petrol., 2016, v. 171, 21.
- [11] Shao T., Xia Y., Ding X., Cai Y., Song M. Zircon saturation model in silicate melts: a review and update // Acta Geochimica, 2020, v. 39, p. 387–403.
- [12] Holland T.Y.B., Blundy Y.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Mineral. Petrol., 1994, v. 116, p. 433–447.
- [13] Li X., Zhang C. Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2022, v. 127, e2022JB024137.
- [14] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline plutons // American Mineralogist, 1987, v. 72, p. 231–239.
- [15] Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contrib. Mineral. Petrol., 1992, v. 110, p. 304–310.
- [16] Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // Contrib. Mineral. Petrol., 2016, v. 171, 85.
- [17] Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model // Geology, 1991, v. 19, p. 163–166.
- [18] Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer // American Mineralogist, 1995, v. 80, p. 549–559.



ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ НОВОГО АЛГОРИТМА РАЗДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ И РЕЛЬЕФА НА ПРИМЕРЕ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ КАМЧАТКИ

Е.И. Есин^{1, 2}, А.Н. Василевский^{1, 2}, Н.А. Бушенкова¹

¹ Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, EsinEI@ipgg.sbras.ru

² Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, e.esin@g.nsu.ru

Гравитационный метод часто имеет большой вес в вопросах разрешения споров между различными геолого-тектоническими или геофизическими концепциями относительно строения или истории развития региона – аномалии гравитационного поля непосредственно связаны с неоднородностью пространственного распределения реальной физической характеристики – плотностью гравитирующих объектов, которая напрямую зависит от вещественного состава и термодинамического состояния среды. Для исследования геодинамически сложных областей ключевое значение имеет возможность разделения гравитационных полей, обусловленных структурами и объектами разного масштаба. Это приводит к задаче отделение поля относительно малоамплитудного влияния крупных региональных и глобальных структур от поля источников малоглубинного гравиактивного слоя.

Авторами было разработано два подхода для разделения полей, позволяющий на основе геологических гипотез и имеющемся наборе априорной информации об объектах производить разделение. Один из походов базируется на фильтрации Винера, где в качестве оценки полезного сигнала используется поле «концептуальной модели» (приблизительная модель источника поля, построенная по геологическим и сейсмическим данным, обладающая ключевыми особенностями, по которым можно уверенно провести классификацию с точки зрения определенной геолого-тектонической или геофизической концепции относительно строения или истории развития района исследования). В данной постановке поле состоит из суммы полей целевого объекта, которое нам неизвестно и необходимо выделить, и поля так называемой «помехи» – остальной, «мешающей» части. Мы можем лишь предполагать некую упрощенную модель целевого объекта (концептуальную модель), основанную на наших гипотезах о нем и содержащую часть спектральных характеристик оригинала. В случае применения винеровской фильтрации главное требование к спектру концептуальной модели – это хорошее оценивание спектра мощности поля целевого объекта.

Второй подход используется для разделения полей источников, находящихся на достаточном удалении друг от друга по глубине. Последнее условие позволяет разделить спектры источников, оставляя при этом участок пересечения в частотной области. В ходе итерационного процесса алгоритм перераспределяет энергию этого спектрального участка в соответствии с заданными концептуальными моделями

источников, минимизируя при этом возможность «перекачки» энергии сигнала от глубинных источников к приповрехностным.

Необходимый объем априорной информации для конкретного геологического объекта может быть получен на основе анализа результатов других методов геофизики, включая данные сейсмотомографии [1, 2] и магнитной съемки. Возможности подобного совместного использования обусловлено современным развитием открытых сервисов и баз данных, позволяющих извлекать информацию о глобальных моделях потенциальных полей и рельефа, трансформировать их, и, таким образом, выявлять проявления различных геолого-тектонических процессов [3].

Описанные подходы были объединены в новом алгоритме, который использует их сильные стороны. Идея состоит в более точном учете влияния рельефа за счет выделения регионального источника поля.

Алгоритм работает следующим образом:

- 1. Производится отделение локальной компоненты поля, коррелирующей с рельефом дневной поверхности. В качестве входных данных используется поле аномалии Буге, которое является нулевым шагом по учету поля рельефа.
 - 2. Производится уточнение региональной компоненты поля:
 - а. На основе аномалии в свободном воздухе и алгоритма разделения полей пространственно разнесенных источников производится оценка поля, создаваемого рельефом, и поля глубинного регионального источника (в данном случае граница Мохоровичича).
 - б. Из остаточного поля пункта 1 посредством фильтра Винера отфильтровывается компонента поля, коррелирующая с оценкой поля регионального источника пункта 2.а.
- 3. Остаточная компонента поля (из пункта 2.b) без региональной компоненты (оценки поля, создаваемой границей Мохоровичича [4]) суммируется с локальной компонентой поля, локально коррелирующей с рельефом (из пункта 1)
- 4. Производится повторная процедура отделения локальной компоненты поля, коррелирующей с рельефом дневной поверхности (как в пункте 1), на базе суммарного поля пункта 3. Таким образом, за счет предварительного учета региональной компоненты получается точная оценка локальной компоненты, коррелирующей с рельефом.

Разработанный алгоритм разделения полей был опробован на данных гравитационного поля [5] полуострова Камчатки. Сопоставление результатов работы алгоритма с тектонической картой (листы N-57 [6] и O-57 [7]). показало, что полученная карта трансформированных аномалий гравитационного поля существенно лучше соответствует основным тектоническим особенностям района, чем обычная карта аномалий Буге. Были определены также и эффективные избыточные плотности приповерхностной части земной коры, которые получились в результате расчета регрессионной связи форм рельефа с выделенными локальными особенностями поля с учтенными глубинными источниками (пункт 4 алгоритма). Полученная зональность плотностей хорошо согласуется с тектоническими границами.

По данным сейсмической томографии [1, 2] был произведен расчет гравитационного поля по схеме, использованной в предыдущей работе [3]. Это поле было сопоставлено с гравитационными полями, полученными в результате процедуры разделения, а особенности аномалии сейсмических скоростей – с 3D-распределение особых точек плотностных аномалий на глубине, полученное посредством метода

DEXP [7, 8]. Анализ показал высокую степень соответствия как названных гравитационных полей, так и особенностей распределения плотности около поверхности Мохо, на глубинах 10–30 км в районе современного вулканизма (на юго-востоке рассматриваемой области) и на глубинах 40–150 км в районе сочленения Императорского хребта и Камчатки. Эти зафиксированные особенности можно связать с магматическими камерами, геометрией субдуцирующей плиты и особенностями динамики её погружения.

- [1] Бушенкова Н.А., Бергаль-Кувикас О.В., Гордеев Е.И., Чебров Д.В., Кулаков И.Ю., Абкадыров И.Ф., Яковлев А.В., Ступина Т.А., Новгородова А.М., Дрознина С.Я. Структура надсубдукционного комплекса центральной зоны Камчатки по данным плотных сейсмологических сетей // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 30–31 марта 2022 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022, с. 95–98.
- [2] Кулаков И.Ю. и др. 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.
- [3] Есин Е.И., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Пространственные корреляции особенностей рельефа, гравитационного поля и аномалий скоростей сейсмических волн Центральной зоны Камчатского региона // Геология и геофизика, 2024, № 2 (65), с. 303–318
- [4] Нурмухамедов А.Г., Недядько А.Г., Ракитов В.А. Липатьев М.С. Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле, 2016, № 1, Вып. 29, с. 35–52.
- [5] Zingerle P., Pail R., Gruber T., Oikonomidou X. The experimental gravity field model XGM2019e // GFZ Data Servicer, 2019.
- [6] Сляднев Б.И., Шаповаленко В.Н., Крикун Н.Ф., Полетавева А.А., Ротман В.К., Сидоренко В.И., Сидоров Е.Г., Суриков С.Н., Хасанов Ш.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N-57 Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка // СПб.: картфабрики ВСЕГЕИ, 2006, 376 с.
- [7] Сляднев Б.И., Боровцов А.К., Бурмаков Ю.А., Сидоренко В.И., Сапожникова Л.П., Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Суриков С.Н., Сидоров М.Д., Сидоров Е.Г., Дундо О.П., Опекунов А.Ю., Ковтунович П.Ю., Дундо Г.П., Казаев В.П., Хитров В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-57 Палана. Объяснительная записка // СПб: картфабрики ВСЕГЕИ, 2013, 296 с.
- [7] Fedi M. DEXP: a fast method to determine the depth to the sources of potential fields // SEG Technical Program Expanded Abstracts 2005. Society of Exploration Geophysicists, 2005, p. 684–687.
- [8] Fedi M. DEXP: A fast method to determine the depth and the structural index of potential fields sources // Geophysics, 2007, № 1(72), I1-I11.



ГАРМОТОМ ИЗ ПОРОД, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ Nb-REE-РУДЫ ВЕРХНЕГО РУДНОГО ГОРИЗОНТА (ТОМТОРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)

С.М. Жмодик, Е.В. Лазарева, К.А. Мусияченко, Е.В. Айриянц, Д.К. Белянин, О.Н. Киселева, Б.Ю. Сарыг-оол, А.В. Толстов, Т.Н. Мороз

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, zhmodik@igm.nsc.ru

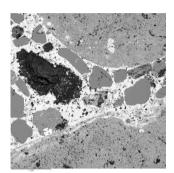
На севере Сибирской платформы восточнее Анабарского щита, обнаружено несколько массивов щелочных пород с карбонатитами (МЩПК), образующих крупную Уджинскую магматическую провинцию (УМП). Массивы расположены среди карбонатных и терригенных пород неопротерозойского (NP1-NP3) возраста и перекрыты континентальными (P), морскими (J) и четвертичными отложениями. Положение МЩПК контролируется меридиональной рифтогенной структурой («Уджинским сводом»), секущими трансформными разломами и кольцевой структурой. Наиболее крупным МЩПК в УМП является Томторский массив (ТМ), с которым связано крупнейшее месторождение Nb-REE-руд) [1-4]. Несмотря на продолжительное изучение ТМ, остается много нерешенных вопросов. В частности, к спорным положениям, при объяснении формирования высокодисперсных уникально богатых Nb-REE-Sc-руд, так называемого верхнего рудного горизонта (ВРГ), можно отнести утверждения о том, что: ВРГ является, подвергшейся выветриванию эффузивной толщей, в которой распространены «эксплозивные и эруптивные брекчии с лито- и кристаллокластикой», «эффузивные породы семейства альнёитовтингуаиитов», трахиты [2, 3]; ВРГ представляет собой кору выветривания, сформированную в восстановительной обстановке [5]; ВРГ представляет собой результат низкотемпературной гидротермальной деятельности [6].

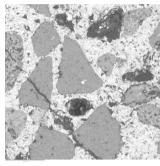
Детальные исследования минерального состава пород ТМ, особенно «индикаторных» минералов, кристаллизующихся в определенных физико-химических условия, позволяют более определенно принимать ту или иную модель. При СЭМ изучении образцов из отложений, перекрывающих ВРГ, вскрытых скважинами колонкового бурения: на участке «Южный» скв. № 4831 (инт. 49,5-50,1 м; обр. Т-369-23), на участке «Северный» скв. № 233 (инт. 58,5 м; обр. ТЮ-20) и скв. № 242 (инт. 34 м; обр. ТЮ-26), — был обнаружен минерал из группы цеолитов — гармотом. Характеристике этого относительно редкого минерала, присутствие которого связано с проявлением низкотемпературных гидротермальных процессов при формировании, прежде всего, вулканических пород и щелочных массивов, посвящена данная работа.

Отложения, перекрывающие ВРГ, представлены м/з песчаниками и гравелитом (скв. №233). Если, в разрезах на участке «Северный» терригенные породы перекрывают руды ВРГ, то на участке «Южный» разрез имеет более сложное строение: песчаник залегает на измененных порфировидных породах светло-серого цвета с

высокими содержаниями калия (до $10.87~\text{мас.}\%~\text{K}_2\text{O}$) и глинозема (до 25.20~маc.%), среди которых выявлен слой с высокими содержания P_2O_5 (3.37 мас.%), Al_2O_3 (28.94 мас.%), SrO (1.26 мас.%), NbO (1.06 мас.%) и REE (2.08 мас.%). Ниже по разрезу залегают Nb-REE-алюмофосфатные (монацит-гойяцит-флоренсит-(Ce,La)-горсейкситовые) руды и далее ильменит?-каолинит-крандаллитовые отложения.

Гармотом (Ва, K) $_{1-2}$ (Si, Al) $_8$ О $_{16}$ 6(H $_2$ О) встречен в песчаниках (Т-369-23 и ТЮ-26) и в гравелите (ТЮ-20) в виде прожилков (1–3 мм) в межгалечном пространстве (рис. 1, табл. 1). Прожилки заполнены гармотомом с включениями полуокатанных и угловатых зерен кварца, калиевого полевого шпата, биотита, хлорита,





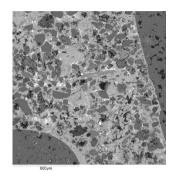


Рис. 1. СЭМ фото кварц-К-Ва-КПШ песчаника (Т-369-23; слева и центр) и кварцевого гравелита (ТЮ-20; справа) с прожилками в межгалечном пространстве, заполненными гармотомом с полуокатанными и угловатыми зернами кварца, калиевого полевого шпата, хлорита и «сыпью» пирита и барита. Наблюдается замещение К-Ва-КПШ в краевой части гармотомом.

Таблица 1 Химический состав гармотома (в мас. %) из терригенных и сидеритовых пород Томторского массива (1–7) и щелочных пород Кольской провинции

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46.02	48.39	50.87	49.01	46.47	48.26	50.06	48.28	46.52	49.55	47.73	49.80
Al_2O_3	16.33	17.01	18.72	17.1	15.44	16.78	18.19	18.19	17.14	17.53	18.39	14.08
Fe_2O_{3tot}	0.27	0.22			0.15							
MgO						0.02	0.01				0.05	
CaO							0.03	0.09		0.34	0.09	
Na_2O	0.50	0.40	0.70	1.13	0.8	3.06	1.21	0.32			2.16	
K_2O	0.33	1.11	0.20	0.22	0.20	0.76	0.52	0.28	0.12	0.93	2.46	
BaO	21.79	19.71	21.26	22.49	21.77	20.27	21.72	18.38	20.97	22.64	14.85	21.18
SrO						0.19	0.15	0.06			0.54	
H_2O								14.40	15.25			14.94
Total	85.48	86.84	92.01	89.95	84.32	89.34	91.00	100.0	100.0	90.09	86.27	100.0

Примечание: 1–3 – Т-369-23;4 – ТЮ-20; 5 – обр. ТЮ-26; 6-7 – сидеритовая порода, Томтор [7]; 8 – прожилок в щелочном пикрите в трубке взрыва в фойяите, г. Северный Суолуаив и 9 – анкерит-сидеритнатролитовая жила, карбонатитовый шток Хибины [8]; 10 – карбонатизированный пикрит из трубки взрыва в уртите, г. Намуаив, Хибины [9]; 11 – щеточки гармотома нарастают на кристаллы светлозеленого стронцианита, ассоциирующего с натролитом и пиритом в полости в пегматитовом теле «Катаплеитовое» Ловозерский массив [7]; 12 – идеальный состав гармотома.

ильменита, магнетита, «сыпью» пирита, сфалерита, барита и редко монацита, апатита, циркона, рутила, титанита и топаза. Наблюдается замещение в краевой части зерен КПШ с Ва-гармотомом (рис. 1). Определенно устанавливается связь гармотома и пирита. В одних случаях в прожилках (исключая кластогенные кварц, КПШ и др.) до 90–95% преобладает гармотом (Т-369-23, ТЮ-20), а пирит располагается нём в виде взаимопрорастающих с гармотомом и кварцем изометричных бесформенных скоплений микро- и нанокристаллов, часто приуроченных к поверхности зерен кварца и КПШ. Кроме того, пирит встречается в виде сетки криволинейных пересекающихся микропрожилков (преимущественно в гётите) или покрывает тонкой пленкой поверхности зерен измененных полевых шпатов. В обр. ТЮ-26 цемент песчаника представлен тонкокристаллическим пиритом с бесформенными амебообразными включениями гармотома.

Содержания бария в полевых шпатах варьируют в значительных пределах, в зависимости от крупности, окатанности и степени изменения зерен, от 0–0.25 до 7.15 мас.% ВаО. Барит встречается среди гармотома, в интенсивно измененных участках Ва-КПШ, а также в виде ориентированных микровключений в предположительно аутигенном вытянутом кристалле апатита. Химический состав обнаруженного гармотома в полной мере соответствует гармотому из пород Кольской щелочной провинции [7–9], с характерной особенностью, заключающейся в присутствии в нём примеси Fe_2O_{3tot} (до 0.27 мас.%) и отсутствии определяемых количеств SrO, CaO, MgO.

Судя по реликтовым (Ва-КПШ, гётит, натроярозит, кремнезем, отсутствие карбонатов) и вновь образованным ассоциациям минералов (гармотом, пирит, барит) начальное формирование терригенных отложений происходило в окислительной слабощелочной обстановке, которая сменилась на высокощелочную восстановительную. Гидротермальные растворы, формирующие прожилки с гармотомом имели низкую температуру и были обогащены сульфидом. Результаты экспериментальных исследований показывают, что формирование гармотома происходит из гидротермальных растворов при температурах 95–65 °C [10]. Минералого-геохимические данные свидетельствуют о том, что для формирования гармотома одним из источников бария, кремния и алюминия являлся барий-содержащий КПШ. Обнаружение прожилков с пиритом и гармотомом в терригенных породах свидетельствует о проявлении гидротермальных процессов на Томторском массиве в пермское время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ № 23-63-10017. Часть каменного материала получена в 2013 г. при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ государственного задания ИГМ СО РАН № 122041400193-7.

- [1] Эрлих Э.Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы // ЗВМИ, 1964, Ч. ХСІІІ, вып. 6, с. 682–693.
- [2] Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика, 1990, т. 12, с. 42–50.
- [3] Энтин А.Р., Зайцев А.И., Лазебник К.А., Ненашев Н.И. и др. Карбонатиты Якутии (вещественный состав, минералогия). Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1991, 240 с.

- [4] Толстов А.В., Тян О.А. Геология и рудоносность массива Томтор. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1999, 164 с.
- [5] Лапин А.В., Толстов А.В. Окислительный и восстановительный этапы формирования зоны гипергенеза карбонатитов и их рудоносность // ГРМ, 1991, № 4, с. 81–91.
- [6] Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Dobretsov N.L., Tolstov A.V., Shcherbov B.L., Karmanov N.S., Gerasimov E.Yu., Bryanskaya A.V. Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia) // Rus. Geology Geophysics, 2015, v. 56(6), p. 844–873.
- [7] Пеков И.В., Турчкова А.Г., Ловская Е.В., Чуканов Н.В. Цеолиты щелочных массивов. 2004, Москва, Экост, 168 с.
- [8] Зайцев А.Н., Меньшиков Ю.П., Яковенчук В.Н. Бариевые цеолиты Хибинского щелочного массива // ЗВМО, 1992, Ч. 121, № 2, с. 54–61.
- [9] Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P. Khibiny. Laplandia Minerals. Apatity: Laplandia Minerals Ltd., 2005, 462 p.
- [10] Ловская Е.В. Алюмосиликатные цеолиты щелочных интрузивных комплексов: химико-генетический анализ и экспериментальное моделирование природных ионообменных преобразований // Автореферат диссер. к.г.-м.н., Москва, МГУ, 2011, 23 с.



КОНЦЕНТРАЦИИ ПЛАТИНОИДОВ В ХРОМИТЕ МАССИВА КОНДЁР, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

И.А. Жукова¹, С.А. Степанов¹, Shao-Yong Jiang¹, Д.В. Гуревич², Ф.И. Жимулев³

¹State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, Collaborative Innovation Centre for Exploration of Strategic Mineral Resources, Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China, irina@edu.cug.cn ²OAO «Русская Платина» ³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Комплексы Урало-Аляскинского типа являются важными источниками россыпных платинометальных месторождений. Урало-аляскинские интрузии (UAI), как правило, имеют концентрически-зональное строение с ядром сложенным дунитом окаймленное клинопироксенитами, а также другие общие характеристики, включая низкое содержание сульфидов. С комплексом Кондёр связано уникальное по запасам месторождение россыпной платины на Дальнем Востоке [1]. Платинометальная минерализация приурочена к хромититовым линзам в пределах дунитового ядра [2]. Геологическое описание массива, петрологические характеристики, а также морфология хромититовых линз описана ранее многими авторами [1–8]. Несмотря на то, что пространственная ассоциация между хромититами и богатой Рt минерализацией не вызывает вопросов [3, 8], генетическая же их связь является одной из известных петрологических проблем и требует детального анализа. Недавние исследования показали, что хромит может содержать существенные концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ), и является важным индикатором петрогенных процессов. Измерение ЭПГ в хромите требуют применения чувствительных и высокоточных аналитических методов.

Для изучения in-situ концентраций ЭПГ в хромите мы использовали метод массспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в сочетании с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в двух режимах: точечный, а также метод картирования главных, рассеянных элементов и ЭПГ в зернах хромита и оливина. Определение сверхнизких содержаний ЭПГ в хромите требует решения ряда аналитических задач, а именно: отбор эталонных материалов, контроль и расчет влияния интерференций, контроль фоновых эффектов, а также учет матричных эффектов. Анализы проводились квадрупольным мас-спектрометром Agilent 7900 в LA-ICP-MS лаборатории Инновационного центра по разведке стратегических минеральных ресурсов Китайского университета геологии КНР, г. Ухань. Абляция проводилась в ячейке TwoVol3 лазером NWR 193 HE, New Wave Research с длиной волны 193 нм в потоке гелия со скоростью 0,55 л/мин, смешанный с аргоном со скоростью 0.7 л/мин. Настройка чувствительности для тяжелых изотопов проводилась на стекле NIST612. LA-ICP-MS картирование хромита проводилось сканированием прямоугольным лазерным пучком, перпендикулярно границе между хромитом (хромититом) и оливином (дунитом).

Проведен сравнительный анализ платиноносных хромититов из участка Верхний и безрудных хромититов из участка Аномальный, на котором широко проявлены признаки позднего метасоматического преобразования. В исследованных хромититах участка Верхний обнаружена богатая платинометальная минерализация представленная преимущественно Pt-Fe сплавами двух морфологических типов: 1) изометричными кристаллами размером от 10 до 30 мкм образующими включения хромите; и 2) агрегаты Pt-Fe сплавов более 50 μ m в длину цементирующие зерна хромита. Состав Pt-Fe сплавов соответствует изоферроплатине (Pt₃Fe) с содержанием Pt от 81 до 89 мас.% и ~ 10 мас.% Fe. Примеси представлены Pd (0.5–1 мас.%), Ni и Cu (в среднем около 0.6 и 1.7 мас.% соответственно). Кристаллы Pt-Fe сплавов 1 типа содержат кристаллографически-ориентированные ламели сплава с преобладанием Os.

Было установлено, что ЭПГ группы иридия IPGE (Ir, Os и Ru) и Rh входят в кристаллическую решетку хромита в форме твердых растворов, о чем свидетельствует стабильный сигнал в процессе лазерной абляции. Концентрации Os, Ir, Ru и Rh значительно превышали пределы обнаружения (0.3–2 ppb) и составили 29–147 ppb для Ru и 36–96 ppb для Rh. Содержания ЭПГ группы платины, PPGE (Pt и Pd) в хромите оказались ниже пределов обнаружения (~1 ppb), несмотря на наличие минералов этих элементов в исследуемых образцах.

По сравнению с хромитом из Бушвельдского комплекса [9], хромит UAI имеет аналогичные Os и Ir, но значительно более высокие Ru и Rh. Содержание Ru и Rh в хромите из Кондёра перекрывается с содержаниями в хромите из вулканических пород Амбае [10], в то время, как концентрации Os ниже. Повышенные концентрации IPGE в хромите Кондёра схожие с таковыми в вулканическом хромите являются свидетельством того, что, несмотря на медленную скорость охлаждения, в плутоническом хромите могут сохраняться значительные концентрации Rh и Ru. Таким образом, наличие сульфидов является более значимым фактором для концентраций IPGE в хромите, чем скорость охлаждения.

- [1] Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко В.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176с.
- [2] Емельяненко Е.П., Масловский А.Н., Залищак Б.Л. и др. Закономерности размещения рудной минерализации на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 100–113.
- [3] Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В. и др. Онтогения рудных хромшпинеидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального оразования платиноносных хромитов массива Кондёр / ГРМ, 2015, Т. 57, № 5, с. 394–423.
- [4] Burg J.-P., Bodinier J.-L., Gerya T., Bedini R.-M., Boudier F., Dautria J.-M., Prikhod-ko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.-L., 2009. Translithospheric Mantle Diapirism: Geological Evidence and Numerical Modelling of the Kondyor Zoned Ultramafic Complex (Russian Far-East). Journal of Petrology 50, 289–321.
- [5] Gurevich D.V., Polonyankin A.A., 2016. Sulfide polymineral Pt-Pd ores of the Kondyor massif, Khabarovsk region: geological position. Presented at the Geology and Ex-

- ploitation of Platinum Metal Deposits, Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia, pp. 27–46.
- [6] Malitch K.N., Puchtel I.S., Belousova E.A., Badanina I.Y., 2020. Contrasting platinum-group mineral assemblages of the Kondyor massif (Russia): Implications for the sources of HSE in zoned-type ultramafic massifs. Lithos 376, 105800.
- [7] Mochalov A.G., Khoroshilova T.S., 1998. The Kondyor alluvial placer of platinum metals, in: International Platinum. Athens: Theophrastus publications, pp. 206–220.
- [8] Толстых Н.Д. Платиновая минерализация массивов Кондёр и Инагли. Геосферные исследования, 2018, № 1, с. 17–32.
- [9] Page P., Barnes S.-J., Bedard J.H., Zientek M.L., 2012. In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeite and boninite magmas: Implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation. Chem. Geol. 302, 3–15.
- [10] Park J.W., Campbell I.H., Eggins S.M., 2012. Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu. Geochimica Et Cosmochimica Acta 78, 28–50.



ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ОФИОЛИТОВ МАССИВА КАБАК-ТАЙГА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ): ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

В.Д. Зиндобрый, М.М. Буслов, В.А. Симонов, А.В. Котляров

Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН, dobriyvd@igm.nsc.ru

Актуальность работы. Кабак-Тайгинский офиолитовый массив расположен в восточной части Горного Алтая. в зоне сложного сочленения геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона. В работах [1, 2; и др.] он рассмотрен как серпентинитовый меланж с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов, расположенный в ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне, представленной аккреционным комплексом, где серпентинитовые меланжи чередуются с тектоническими пластинами базальтов океанических коры, ранне-среднепалеозойских турбидитов глубоководного желоба и их аналогов, метаморфизованных в зеленосланцевой и голубосланцевой фациях. В результате обобщения геолого-съемочных работ выдвинуто предположение, что массив является западным продолжением позднедокембрийского Актовракского дунит-гарцбургитового комплекса Западной Тувы, представленного габбро-пироксенит-гипербазитовыми телами в составе серпентинитового меланжа [3]. Такого типа образования на территории Тувы рассматриваются как офиолиты задугового бассейна, имеющие ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст по роговой обманке, равный 578 ± 5.6 млн лет [4, 5; и др.].

Улаганский сегмент восточной части Горного Алтая и офиолитовые зоны Западной и Южной Тувы являются связующими звеньями между хорошо изученными Чарышско-Теректинским и Саянским сегментами сутурно-сдвиговой зоны. Улаганский сегмент рассматривается нами как аккреционная зона, представленная зеленосланцевыми Телецким, Саратанским и Чульчинским комплексами и линзами серпентинитового меланжа, включающего блоки габбро-диабазов и габбро-пироксенит-гипербазитов, наиболее крупным из которых является Кабак-Тайгинский массив, имеющий длину 50 км и ширину 8 км.

Структурное положение. Кабак-Тайгинский офиолитовый массив изучен в его крайней восточной части, на правом берегу р. Башкаус, где представлен серпентинитовым меланжем с блоком габбро-диабазов, прорванных дайкой плагиогранитов. Офиолиты залегают в основании аккреционного комплекса, образующего широкую (до 50–60 км) полосу к юго-востоку от них и представленного тектоническими пластинами метатерригенно-кремнистых пород и базальтов в зеленосланцевой фации метаморфизма. В метатурбидитах хорошо сохранилась градационная ритмичность от песчаников до кремнистых пород. Базальты часто имеют подушечную отдельность и ассоциируют с кремнистыми породами. Серпентинитовый меланж и тектонические пластины базальтов и турбидитов погружаются на юг под углами

 $60-70^{\circ}$. Видимая мощность блока габбро-диабазов составляет около 40-50 м, серпентинитов — около 30-40 м, а меланжа в целом — около 350 м.

Вещественный состав пород. На диаграмме (Na_2O+K_2O)— SiO_2 базальты и габбро-диабазы Кабак-Тайгинских офиолитов приурочены к базальтовым полям. При этом габбро-диабазы показывают нормальную щелочность, располагаясь, преимущественно, в поле данных по бассейну Вудларк, а большая часть базальтов обладает повышенной щелочностью. Согласно распределению (Na_2O+K_2O)—FeO*-MgO эти породы образуют фактически единую группу в толеитовой области, перекрывающуюся полем данных по бассейну Вудларк и тесно ассоциирующую с дайками офиолитов Южной Тувы. На диаграмме TiO_2-K_2O составы базальтов и габбродиабазов располагаются в областях пород (BABB+E-MORB), N-MORB и OIB, полностью перекрываясь полем данных по бассейну Вудларк.

По соотношению Y и Zr габбро-диабазы располагаются в поле N-MORB, базальты — в полях OIB и данных по бассейну Вудларк. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y габбро-диабазы сосредоточены в поле N-MORB без плюмового источника, а относительно обогащенные Nb базальты находятся вблизи поля OIB в области с плюмовым источником. По характеру распределения REE базальты полностью идентичны основным породам бассейна Вудларк, а габбро-диабазы располагаются одновременно в полях базальтов задуговых бассейнов и базальтов типа N-MORB.

Данные о макроэлементном составе плагиогранита указывают на то, что по соотношению (Na_2O+K_2O)—CaO он является кальциевым. Содержания микроэлементов находятся на низком уровне, при этом спектр REE является «плоским», а на спайдер-диаграмме выражено слабое фракционирование элементов и не проявлен Nb-минимум. Концентрации Rb и Th также крайне низкие, что, в совокупности, позволяет отнести данный плагиогранит к M-типу.

Сравнение плагиогранита Кабак-Тайгинского массива с плагиогранитами офиолитов различных геодинамических обстановок Мира показало, что его мультиэлементный спектр подобен спектру плагиогранитов офиолитов активной континентальной окраины Чили (АСМ). На диаграмме Та/Yb-Th/Yb исследуемый плагиогранит также попадает в поле плагиогранитов из офиолитов АСМ. Поскольку граниты М-типа могут образовываться как в зонах СОХ, так и в островных дугах и обстановках задугового растяжения, по их микроэлементному составу проблематично однозначно определить геодинамическую обстановку их формирования. Однако совокупность геологических данных и вещественный состав габбро-диабазов позволяет сделать вывод о вероятном их проявлении на заключительной стадии формирования офиолитов задугового спрединга.

Геохронология. Для определения возраста офиолитов Кабак-Тайгинского массива в отделении Аналитической химии университета г. Гент (Бельгия) проведено U/Pb датирование цирконов из габбро-диабаза и плагиогранита. Цирконы из габбродиабаза демонстрируют возраст 533 ± 14 млн лет; цирконы из плагиогранитов — 505 ± 12 млн лет. Все цирконы из обеих пород имеют неправильную, угловатую форму, осцилляторную магматическую зональность.

Обсуждение результатов и выводы. Полученные результаты изучения химического состава габбро-диабазов из офиолитов Кабак-Тайгинского массива указывают на то, что они принадлежат к низкотитанистым габброидам толеитовой магматической серии; метабазальты являются высокотитанистыми умеренно-щелочными. Аналогичная ассоциация пород встречается в бассейне Вудларк, западное

окончание которого прослеживается в пределах континентального блока Папуа-Новой Гвинеи, где располагается вулканическая гора Добу с аномально обогащенным магматизмом типа OIB – ABABB [6; и др.]. В этом же районе, в пределах спрединговой части бассейна Вудларк, находится гора Франклин, для которой характерно развитие обогащенного магматизма типа E-MORB, но присутствуют также и относительно низкокалиевые разности, близкие к N-MORB [6]. В процессе сейсмотомографического анализа глубинных структур под бассейном Вудларк [7] установлено непосредственное участие плюма при развитии магматических систем.

Анализ данных по магматизму офиолитов Кабак-Тайгинского массива показал, что в его формировании активное участие принимали расплавы с плюмовым компонентом и низкокалиевые океанические магмы, что свидетельствует о сходстве процессов образования магматических комплексов Кабак-Тайгинского массива и современного бассейна Вудларк.

Схожесть «химизма» плагиогранитов и габбро-диабазов из исследуемых офиолитов позволяет сделать вывод об их формировании в единой обстановке задугового спрединга, в которой плагиограниты фиксируют завершающий этап заложения океанической коры. Полученные U/Pb возрасты цирконов из габбро-диабазов и плагиогранитов свидетельствуют о формировании офиолитового массива в кембрии в течение около 30 млн лет.

Габбро-диабазы изучаемого массива обладают близкими к Южно-Тувинским, сформированным в обстановке растяжения задугового бассейна Тоннуольской островной дуги, габброидам петрохимическими характеристиками и возрастом, что предполагает их образование в единой геодинамической обстановке.

Таким образом, совокупность полученных новых геологических, геохимических и геохронологических данных, а также имеющиеся опубликованные материалы позволяют сделать вывод о заложении в позднем докембрии – кембрии в тылу Тоннуольской островной дуги единого океанического бассейна, фрагменты которого приурочены к глобальной ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2), при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 1, С. 66–90.
- [2] Buslov M.M., Shcerbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Paleotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // Lethaia, 2022, V. 55, № 1, p. 1–15.
- [3] Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 (Горно-Алтайск). Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011, с. 294—310.
- [4] Котляров А.В. Петрология офиолитовых ассоциаций Южной и Восточной Тувы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2010, 18 с.

- [5] Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // Доклады Академии наук, 2011, т. 438, № 6, с. 796–802.
- [6] Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology, 1997, № 142, p. 57–83.
- [7] Симонов В.А, Котляров А.В., Яковлев А.В. Плюмовый магматизм в современных и древних задуговых бассейнах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научного совещания. Иркутск, Изд-во ИЗК СО РАН, 2019, т. 17, с. 243–245.



ВАРИАЦИИ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ, ИЗОТОПНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В РАЗРЕЗАХ НИЖНЕГО ДЕВОНА КАК ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК НА ПЛАНЕТЕ

О.П. Изох, Д.В. Гражданкин

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, izokhop@ipgg.sbras.ru

Вариации изотопного состава ($\delta^{13}C_{\text{карб}}$, $\delta^{13}C_{\text{орг}}$, $\delta^{18}O$) и геохимических показателей характеризуют глобальные изменения параметров среды осадконакопления. Они широко используются для различного рода палеореконструкций, в том числе и для расшифровки причин глобальных событий девонского периода. Осадочная летопись девона является важнейшим источником информации о предпосылках, симптомах и последствиях крупных биосферных кризисов. До недавнего времени усилия исследователей были направлены на расшифровку интервалов, с которыми связаны глобальные биосферные перестройки, в том числе — пограничного интервала силура и девона, где так же отмечаются глобальные экосистемные перестройки. При этом практически не уделялось внимания изучению нижнедевонского интервала.

Девонские карбонатные разрезы Зеравшан-Гиссарской складчатой области формировались в условиях пассивной континентальной окраины Таримского континента, что позволяет рассматривать их как потенциальный архиватор свидетельств глобальных событий, происходивших в раннем девоне, запечатленных в их химическом и изотопном (C, O) составе. Для реконструкций временных $\delta^{13}C_{\text{кар6}}$, $\delta^{13}C_{\text{орг}}$, $\delta^{18}O$ и геохимических трендов использовался материал из двух разрезов (Оби-Сафит и Зинзильбан), которые представляют собой непрерывную осадочную летопись нижнего девона. Они расположены в Китабском Государственном геологическом заповеднике — по левому борту сая Оби-Сафит, который прорезает вкрест простирания толщу карбонатных пород верхнесилурийского-нижнедевонского возраста и по саю Зинзильбан, где разрез представлен непрерывной последовательностью карбонатных пород, накопление которых происходило в лохковско-эмсском интервале времени [1].

Граница силура и девона в изученном разрезе приурочена к рубежу смены глинисто-доломитовых криноидных известняков купрукской свиты детритово-сгуст-ковыми известняками мадмонской свиты. Биостратиграфическая граница силура и девона в разрезе Оби-Сафит носит условный характер. В пределах разреза происходит изменение характера седиментации от условий мелководного полуизолированного бассейна в купрукское время до относительно глубоководных условий открытой части шельфа с водами нормальной солености в мадмонское время. В течение купрукского времени на данном участке палеобассейна относительно часто

менялся гидродинамический режим, осадконакопление шло пульсационно, с седиментационными паузами, которые сопровождались отступанием моря и пересыханием дна [2].

В течение лохковско-эмсского периода происходило постепенное изменение характера седиментации карбонатных пород, отражающее изменение условий в палеобассейне. Для лохковского времени характерными являются микробиальные постройки (иловые холмы), обеспечивающие большую мощность отложений этого интервала. В пражское время происходило снижение темпов микробиального карбонатообразования, что нашло отражение в уменьшении мощности микробиальных построек и появлении большего количества слоистых карбонатов. Эмсский интервал начинается со смены типа седиментогенеза, в разрезе начинают преобладать слоистые карбонатные отложения, что отражает изменение режимов седиментации этого палеобассейна.

Анализ геохимических данных проводился для оценки терригенного привноса в бассейн седиментации, поступления питательных веществ и наличия аноксийных условий седиментогенеза. Концентрации элементов, которые характеризуют силикокластическую примесь в карбонатных породах (Al, Na, K, Si, Ti, Zr) варьируют в широких пределах. В целом, для нижней части разреза, представленной купрукской свитой, характерны более высокие содержания этих элементов, в то время как верхняя часть разреза, отвечающая мадмонской свите, характеризуется низкими их содержаниями. На кривых распределения элементов по разрезу отчетливо выделяются два уровня в пределах которых содержания этих элементов повышены. Нижний уровень отвечает инт. 50-160 м разреза. Верхний уровень приходится на пограничный интервал купрукской и мадмонской свит (320–340 м разреза). Похожая тенденция отмечается для таких элементов как U, Mo, Co, свидетельствующих о проявлении аноксийных условий в придонной среде и/или осадке. Для нижней части разреза также характерно повышенное содержание таких элементов, как Fe и Мп. Верхняя часть разреза, помимо повышенного содержания U, Мо и Со, также характеризуется высокими содержаниями Ni и Cu и более высокими, по сравнению с нижней частью разреза, содержаниями бария.

Изотопный состав углерода в изученном разрезе варьирует в широких пределах от -4 ‰ до +4.7 ‰, снизу вверх по разрезу наблюдается тенденция к увеличению δ^{13} С. Величины δ^{18} О варьируют от -2.3 ‰ до -14.8 ‰, соответственно, и в среднем составляют -6.1 ‰. Значительные сдвиги величин δ^{18} О происходят в пределах средней части купрукской свиты (примерно 150 м разреза) и в нижней части мадмонской (430 м разреза), в 100 метрах от ее основания, происходит резкое снижение значений δ^{18} О до -17.7 ‰ и -14.8 ‰, соответственно. Такое снижение значений чаще всего обусловлено постседиментационными преобразованиями карбонатных пород.

Согласно имеющейся литолого-фациальной модели [2], купрукская свита формировалась в условиях ограниченной циркуляции вод бассейна, что могло способствовать развитию аноксийных условий в осадке и/или придонной части бассейна седиментации, о чем свидетельствуют повышенные U/Al и Mo/Al карбонатных пород. Появление таких условий способствует развитию сульфатредуцирующих и метановых бактерий, которые в свою очередь меняют состав окружающей среды, что может способствовать осаждению доломита. Кроме того, такие условия способствуют появлению С-изотопно-легкой углекислоты, которая может участвовать

в формировании диагенетического кальцита и доломита с образованием С изотопно-легких карбонатов.

В верхней части купрукской свиты наблюдается изменение режима бассейна седиментации — отмечается признаки увеличения уровня моря и поступления в бассейн вод нормальной солености, что находит отражение в изменении фаунистического состава и характере седиментации [2]. Эти события также находят отражение в изотопно-геохимических характеристиках карбонатных пород — происходит снижение U/Al и Mo/Al, свидетельствующее об установлении нормального кислородного режима, которое сопровождается повышением величин δ^{13} С до значений, близких к среднеморским в карбонатах (0+/–2 ‰).

Раннемадмонское время характеризуется нормальными морскими условиями в бассейне седиментации, наблюдается значительное углубление бассейна, о чем свидетельствует появление микробиальных карбонатов. На это же время приходится следующий этап изотопно-геохимических пертурбаций, в разрезе наряду с повышением U/Al и Mo/Al происходит увеличение Ni/Al и Cu/Al, а также значительное повышение содержаний Ва и Р. Такое увеличение содержаний Ni, Cu, наряду с высокими концентрациями Ва и Р, чаще всего свидетельствует об увеличении привноса нутриентов в бассейн седиментации [3], что может спровоцировать увеличение биопродуктивности. При наличии условий, способствующих сохранению захороненного органического вещества в осадке, возникает аноксия в придонном слое и/или в толще осадка, о чем свидетельствуют высокие U/Al и Mo/Al. Помимо этого, быстрые темпы продукции и захоронения органического вещества приводят к изъятию изотопно-легкого углерода из морской воды и формированию карбонатных пород с повышенными величинами δ¹³С.

Среди карбонатных пород разреза Зинзильбан, наиболее детально исследовался пражско-эмсский интервала разреза. Для этого интервала были проведены С и О изотопные и геохимические исследования, которые позволили выявить ряд глобальных С-изотопных событий, сопряженных с изменениями окружающей среды.

В разрезе Зинзильбан вариации δ^{13} С в разрезе характеризуются общей тенденцией увеличения значений снизу вверх по разрезу, в целом полученная кривая отражает глобальные вариации изотопного состава углерода, наблюдаемые во многих разрезах мира. Так, нижняя часть лохковского яруса характеризуется умеренно высокими значениями δ^{13} С (0.5–2.5 ‰), за которыми следует отрицательный экскурс, приуроченной к средней части лохковского яруса (предположительно основанию зоны lanea omoalpha), за которым следует незначительное увеличение значений δ^{13} С. С началом пражского времени начинается увеличение δ^{13} С с 0.8 ‰ до 1.8 ‰. Средняя часть пражского яруса характеризуется снижением значений до 0.3 ‰, а в верхней части значения вновь увеличиваются до 2.9 ‰. Основание эмсского яруса характеризуется существенным снижением значений до -0.5 ‰ с последующим увеличением значений до 3 ‰. Изотопный состав кислорода также имеет тенденцию к увеличению δ^{18} О значений снизу вверх по разрезу – они увеличиваются от -6 ‰...-5 ‰ в нижней части разреза до -2...-1 ‰ вблизи границы пражского и эмсского ярусов. Такая тенденция вероятнее всего отражает температурные изменения того времени.

Проведенный для пражско-нижнеэмсского интервала разреза анализ геохимических показателей среды осадконакопления (V/Al, U/Al, Mo/Al – показатели аноксийных обстановок осадконакопления, Ni/Al, Cu/Al, Zn/Al – привнос нутриентов,

и Ba/Al, P/Al – показатели биопродуктивности) показал, что максимальные пертурбации этих величин происходят в самом основании ходжакурганской свиты, где наблюдается сперва негативный сдвиг, сменяющийся положительным экскурсом на δ^{13} С кривой.

Полученные изотопно-геохимические пертурбации оказались приурочены к фациальным изменениям в разрезах и вероятнее всего свидетельствуют о проникновении в эпиконтинентальные бассейны глубинных, богатых нутриентами вод в ходе глобальных изменений циркуляции в бассейне седиментации, что, в свою очередь, может быть связано с глобальными перестройками, обусловленными закрытием Рейнского океана.

- [1] Devonian sequences of the Kitab Reserve area. Field Excursion guidebook. International Conference "Global Alignments Lower Devonian carbonate and Clastic Sequences" (SDS/IGCP 499 project joint field meeting). August 25 September 3, 2008. Kitab State geological reserve, Uzbekistan / Eds E.A. Yolkin, A.I. Kim, J.A. Talent. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. 2008. P. 100.
- [2] Михайлова Е.Д., Тарасенко А.Б., Рахмонов, У.Ж., Ерина М.В., Ремизова С.Т. Строение и условия образования пограничных отложений Силура и Девона из центральной части океана Палеотетис (разрез Оби-Сафит, Китабский Государственный Геологический Заповедник, Узбекистан). Литосфера. 2017. Т 17 (6). С. 40–61. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-6-040-061.
- [3] Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. Chemical Geology., 2006. V.232. P. 12–32.



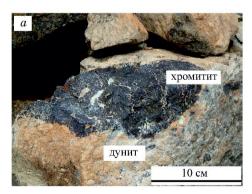
ХРОМИТЫ И ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОФИОЛИТОВЫХ ПЕРИДОТИТАХ ОСПИНО-КИТОЙСКОГО МАССИВА, УЧАСТОК АСБЕСТОВЫЙ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) – ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

О.Н. Киселева, Д.К. Белянин, Е.В. Айриянц, С.М. Жмодик

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kiseleva on@igm.nsc.ru

Оспино-Китойский офиолитовый «массив» расположен на водоразделе рек Онота и Китоя (респ. Бурятия). В плане он имеет форму крупного пластообразного тела, ориентирован субконформно простиранию Главного Саянского разлома. «Массив» состоит из двух сопряженных линзовидных северной и южной тектонических пластин, вытянутых в субширотном направлении [1]. Перидотиты офиолитового массива представлены в различной степени серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, верлитами. В состав южной пластины входят участки Асбестовый, Змеевиковый, Хуша-Гол (по названиям ручьев). В долине руч. Асбестовый, в мантийных перидотитах локализовано линзовидное тело хромитита, шириной не более 1 м и длиной 2.5-3 м. Хромитовые руды среднезернистые, текстура массивная. Хромититы сложены на 90 % из хромшпинелида, в интерстициальном пространстве находится серпентинизированный оливин. В серпентине часто присутствует аваруит Ni_3 Fe, хизлевудит Ni_3 S₂, пентландит (Ni_3 Fe, $Co)_9$ S₈, сульфид (Co_3 Ni, Ru), орселит Ni_5As_2 , магнетит $FeFe_2O_4$. По химическому составу акцессорные хромшпинелиды из верлита отвечают алюмохромиту, в хромититах – алюмохромиту, хромиту, который часто замещается хроммагнетитом (рис. 1).

В хромититах уч. Асбестовый установлена платинометальная минерализация (МПГ). В хромите, в форме микровключений (5–10 микрон), находятся высоко-



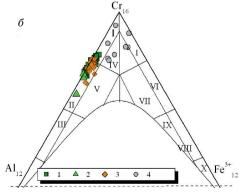


Рис. 1. а) сливной массивный хромитит в серпентинизированном дуните; б) классификационная диаграмма для хромшпинелидов по [2]; условные обозначения: уч. Асбестовый 1 – рудные, 2 – акцессорные; уч. Змеевиковый 3 – рудные, 4 – хроммагнетиты.

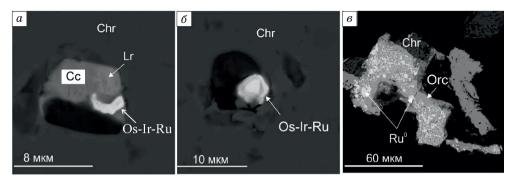


Рис. 2. Снимки СЭМ зерен МПГ из хромититов уч. Асбестовый: a) микровключение в хромите полифазного агрегата — халькозин Сс (Cu₂S), лаурит Lr (RuS₂), интерметаллид (Os-Ir-Ru), δ) микровключение в хромите интерметаллида (Os-Ir-Ru); ϵ) обильная эмульсионная вкрапленность самородного Ru в орселите Orc.

температурные МПГ: Os-Ir-Ru сплавы, лаурит RuS_2 (рис. 2 а, б). В аваруите, реже в орселите присутствуют эмульсионные обособления ЭПГ-содержащих фаз, от единичных микровключений до обильных выделений, 50–70 об.% (рис. 2 в). Подобная вкрапленность установлена в хромититах и других офиолитовых «массивах» Восточного Саяна (Хара-Нур — Холбын-Хайрханский, Улан-Сарьдагский) [3, 4, 5], но такая обильная эмульсионная вкрапленность в орселите наблюдается впервые.

Интерметаллические сплавы Os-Ir-Ru состава на классификационной диаграмме лежат в поле осмия и рутения и по составу сопоставляются с интерметаллическими Os-Ir-Ru сплавами уч. Хуша-Гол (рис. 3а). Сульфиды ЭПГ представлены лауритом RuS₂. В аваруите уч. Асбестовый, ЭПГ содержащие фазы по значению суммарного содержания ЭПГ, разбиваются на две группы: (1) 10–20 мас.%, (2) 74–96 мас.% (рис. 3б). В первой группе ЭПГ фазы не визуализируются, это более светлые участки аваруита, во второй группе – форма нахождения ЭПГ – эмульсионная вкрапленность ЭПГ-содержащих фаз с преобладанием осмия и рутения (рис. 3 в). ЭПГ-содержащие фазы второй группы показывают непрерывный тренд, для которого характерно снижение содержания Ni, увеличение содержания ЭПГ

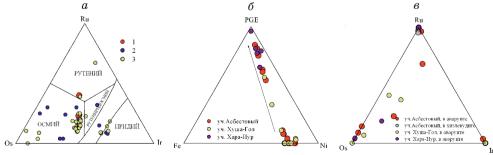


Рис. 3. а) классификационная диаграмма для интерметаллических сплавов Os-Ir-Ru состава [6]; б) соотношение Ni:Fe:PGE для ЭПГ-содержащих микровключений в аваруите; в) соотношение Ir:Ru:Os в ЭПГ содержащих фазах из аваруита, орселита. Примечание: уч. Асбестовый – оригинальные данные, уч. Хуша-Гол, Хара-Нур по [3, 4, 7].

(рис. 3б), аналогичный тренд наблюдается и для ЭПГ-содержащих аваруитов из хромититов Харанурского участка (северная ветвь офиолитов). По составу ЭПГ-содержащие фазы в аваруитах и орселите имеют (Os,Ir,Ru) состав в различных соотношениях между элементами платиновой группы (рис. 3в)

Аваруит образуется на этапах серпентинизации хромитит-содержащих перидотитов за счет реакции между флюидом и никельсодержащими силикатами (оливином) и сульфидами, что указывает на восстановленные условия и низкую $f\mathbf{S}_2$ в системе, возникающую при серпентинизации [8]. Превращение оливина в серпентин и магнетит и сопутствующее образование газообразного водорода и/или флюидов привели значения $f\mathbf{O}_2$, $f\mathbf{S}_2$ в область стабильности самородного Fe, Ni, ЭПГ.

Можно предположить несколько механизмов и источников, объясняющих нахождение эмульсионных микрочастиц Os, Ir, Ru в аваруите, хизлевудите, орселите:

- 1) тугоплавкие ЭПГ (Os, Ir, Ru) извлекались из оливина, хромшпинелида, сульфидов, сульфоарсенидов, арсенидов ЭПГ; извлечение первичных МПГ из оливина/ хромшпинелида/сульфидов ЭПГ в процессе серпентинизации, перенос ЭПГ во флюидной фазе и далее осаждение тугоплавких ЭПГ (Os, Ir, Ru) при низких температурах не позволяет им входить в структуру новообразованных фаз (аваруит, сульфиды, арсениды Ni); ЭПГ-содержащие фазы входят в форме самостоятельной эмульсионной вкрапленности в аваруит, сульфиды, арсениды никеля [3, 5, 7, 9].
- 2) присутствие (Co, Ni, Ru) сульфида в хромититах, дает основание предполагать что эта фаза может быть источником: (1) ЭПГ содержащего аваруита, образовавшегося десульфуризации данного сульфида; (2) орселита с эмульсионной вкрапленностью самородного рутения, где орселит является продуктом замещения Ru-содержащего сульфида.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400193—7), при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] Добрецов Н.Л. О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника, 1985, № 1, с. 39–50.
- [2] Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968, 178 с.
- [3] Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 333–349.
- [4] Kiseleva O., Zhmodik S. PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia // Geoscience Frontiers, 2017, v. 8, p. 721–731.
- [5] Kiseleva O.N., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Zhmodik S.M. Podiform chromitites and PGE mineralization in the Ulan- Sar'dag ophiolite (East Sayan, Russia) // Minerals, 2020, 10, 141, doi:10.3390/min10020141.
- [6] Cabri L.J. The platinum group minerals. In The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum Group Elements; Published for the Geological Society of CIM; Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum: Montreal, QC, Canada, 2002; Volume 54, p. 13–131.

- [7] Киселева О.Н., Жмодик С.М., Белянин Д.К. Микроструктурные особенности минералов платиновой группы индикаторы ремобилизации элементов платиновой группы в хромититах офиолитов Восточного Саяна // Геология и минеральносырьевые ресурсы Сибири, 2014, № 3, Ч. 1, с. 76 81.
- [8] Lawley C.J.M., Petts D.C., Jackson S.E., Zagorevski A., Pearson D.G., Kjarsgaard B.A., Savard D., Tschirhart V. Precious metal mobility during serpentinization and destabilization of base metal sulphide // Lithos, 2020, v. 354–355, doi:10.1016/j.lithos.2019.105278.
- [9] Ahmed Z., Bevan J.C. Awaruite, iridian awaruite, and a new Ru-Os-Ir-Ni-Fe alloy from the Sakhakot-Qila complex, Malakand Agency, Pakistan // Mineralogical Magazine, 1981, v. 44, p. 225–230.



ПЕРМОТРИАСОВЫЕ БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В СТРУКТУРЕ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

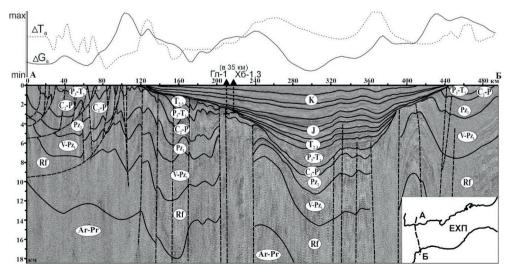
В.А. Конторович¹, О.П. Полянский², Ю.Ф. Филиппов¹, А.Ю. Селятицкий²

¹ Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН,
PhilippovYF@ippg.sbras.ru

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Осадочный чехол ЕХП выполнен терригенными комплексами среднетриасовокайнозойского возраста мощностью до 7 км в депоцентре западной части прогиба (в центральной части до 12 км), уменьшаясь к востоку до глубин в сотни метров в районе Хатангского залива. По фациальному составу отложений, условиям седиментации и истории формирования прогиб, в целом, схож с Западно-Сибирским бассейном, с которым составляет единое целое. Под осадочным чехлом прогиба залегают пермо-триасовые вулканогенные отложения и базитовые тела, вскрытые редкими скважинами и выделяемые по геофизическим данным. Их генезис, положение в структуре ЕХП и соотношение с окружающими траппами Сибирской платформы и Горного Таймыра остаются предметом дискуссий.

В целях получения глубинной структурно-тектонической модели ЕХП в поперечном сечении и земной коры региона была проведена интерпретация композитного субмеридионального сейсмического профиля МОГТ в западной части прогиба, длиной около 500 км, выполненный АО «Таймыргеофизика» (рис. 1) [1]. Для трансформации временного разреза в глубинный был проведен анализ скоростных



Puc. 1. Фрагмент глубинной модели сейсмогеологического разреза ЕХП по композитному профилю A-Б.

характеристик толщ: для приповерхностных осадочных комплексов использовались результаты акустических исследований в скважинах, для глубокопогруженных складчатых и метаморфизованных комплексов – материалы ГСЗ (профиль «Метеорит», пройденный вблизи профиля МОГТ).

Прежде всего, обращает на себя внимание прослеживание и погружение под осевую часть ЕХП рифейско-палеозойских осадочных комплексов, составляющих чехол Сибирской платформы. Характер напластования этих комплексов и небольшие градиенты мощностей указывают на их субплатформенный характер на всей территории ЕХП и в смежных районах. В северной части они наиболее сильно дислоцированы и осложнены серией надвиговых структур и листрических взбросов, связанных с коллизионно-орогенными процессами при формировании Таймырского орогена в позднепалеозойское-раннемезозойское время и выполаживающихся на глубинах 4—8 км. Непосредственно под ЕХП надвиговый характер дислокаций не прослеживается, постепенно к югу уступая место пликативному с осложняющими субвертикальными разломами.

Верхнепермско-нижнетриасовый трапповый комплекс выделяется практически на всем протяжении профиля, за исключением вышеупомянутых поднятых блоков фундамента в бортах прогиба, где они, вероятно, денудированы вместе со значительной частью палеозойских отложений в позднетриасовое — раннеюрское время. Мощность комплекса в наиболее погруженной части ЕХП достоверно оценить трудно, но по нашим данным она вряд ли превышает 2–3 км. В целом, комплекс имеет конформную с перекрывающими и подстилающими отложениями структуру, широкое площадное распространение при отсутствии разломов ступенчатого характера.

Анализ аномальных грави-магнитных полей также не позволяет говорить о заполнении наиболее погруженной части прогиба мощными толщами пермско-триасовых базальтов, обладающих аномально-высокими плотностными и магнитными свойствами, как это наблюдается, в частности, в Западной Сибири в зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта [2]. Линейные вытянутые в широтном направлении положительные аномалии потенциальных полей выделяются на южном и северном бортах прогиба и отвечают глубинным разломам и выступам фундамента. В магнитном поле также находят отражения разломы, контролирующие с севера и юга Балахнинский мегавал; в гравитационном поле – выступы фундамента, к которым приурочены Рассохинско-Балахнинская и Мессояхская гряды [2]. Большое количество пермско-триасовых базальтов и субинтрузивных тел (силлы и дайки) долеритов, габбродолеритов и долеритовых порфиритов, распространенных практически на всей территории Горного Таймыра и Северной Земли, а также наличие связанных с глубинными разломами и блоками фундамента линейных аномалий потенциальных полей вдоль северного и южного бортов депрессии, свидетельствует о том, что процессы пермско-триасовой тектонической активизации, широко проявившиеся в Западной и Восточной Сибири происходили и в ЕХП. В то же время очевидно, что они охватывали более обширные территории, не локализованные в пределах линейной зоны прогиба и, на наш взгляд, не были связаны с масштабным рифтогенезом. Отсутствие характерных для рифтов сбросов ступенчатого типа и полуграбенов, наряду с сохранностью всего рифейско-палеозойского платформенного осадочного чехла, не позволяет рассматривать ЕХП в качестве развитого спредингово рифтового бассейна.

Кроме геофизических данных авторами первые были изучены образцы базитовых пород из скважин на площади ЕХП, петрохимические и геохимические составы которых могут использоваться для тектоно-магматических реконструкций [1]. Было установлено, что все породы относятся к низкомагнезиальным (MgO < 8 мас.%) толеитовым субщелочным внутриплитным базальтам. При этом их можно подразделить на три группы: 1) умереннотитанистые (1.5–2 мас.%), 2) низкотитанистые с содержанием ТіО2 около 1 мас. % и 3) высокотитанистых вулканитов (2.5–4 мас.%). По соотношению TiO₂ и Mg# базиты 3-й группы являются более титанистыми, но менее магнезиальными в сравнении с высокотитанистыми лавами нижней стратиграфической последовательности Норильских вулканитов. Сравнительный анализ позволяет рассматривать изученные базиты ЕХП 2-й группы как аналоги низкотитанистых магм надеждинского типа Норильского района Сибирской КМП, но в сравнении с которыми магнезиальность базитов ЕХП оказалась ниже. Базиты 3-й группы могут рассматриваться в качестве продуктов высокотитанистых (но менее магнезиальных) магм, которые можно отнести к аналогам вулканитов ивакинской свиты этого же района. Базиты 1-й группы занимают промежуточное положение между 2 и 3.

В целом, изученные породы имеют сходные по геохимические характеристики как с Норильскими (южный фланг ЕХП), так и с Таймырскими базитами (северный фланг ЕХП) и могут рассматриваться как составная часть Сибирской КМП. На бинарных дискриминационных диаграммах исследованных образцов базитов ЕХП, в сравнении с норильскими и тунгусскими вулканитами, исследованные образцы затруднительно отнести к конкретному генетическоу типу рифтогенных или покровных базитов, выделяемых в работе [3]: выделенные три геохимические группы образцов перекрываются либо с «рифтогенными», либо с «покровными» базитами, либо с обоими типами. При этом отсутствует принадлежность выделенных петрогеохимических групп базитов к какой-либо конкретной площади бассейна, а также корреляция состава со стратиграфическим положением образца.

Сравнительный анализ геохимических характеристик исследуемых пород на мультиэлементных диаграммах и спектрах РЗЭ с опубликованными данными не дает однозначного ответа о геодинамической специфике пород. Так форма и положение мультиэлементных спектров базитов 1-й и 2-й групп ЕХП отчасти подобна спектрам базитов покровного этапа Тунгусской синеклизы в области совместимых и умеренно несовместимых элементов, но отличается от них наличием упомянутых выше геохимических аномалий Ті, Y, Zr. По распределению РЗЭ выделенные 1-я группа и, отчасти 2-я, подобны геохимии друг другу и одновременно базитам туклонской («прифтогенной») и моронговской («платформенной») свит восточной части Норильского района, РЗЭ-спектры которых идентичны. При этом геохимия базитов 3-й группы наиболее сильно отличается, как от двух других групп базитов ЕХП, так и от всех базитов восточной части Норильского района, Тунгусской синеклизы и Таймыра.

Несмотря на широкий геохимический спектр и неоднозначность отнесения исследованных образцов к конкретному генетическому типу, полученные данные не позволяют рассматривать ЕХП как зрелый рифтовый бассейн, в котором спрединг привел к значительному утонению коры и литосферы, широкому раздвигу, что косвенно подтверждается и геофизическими исследованиями. Однако, ряд признаков указывает на наличие режима растяжения в этот временной период. В частности,

об этом свидетельствует аномально высокий региональный тепловой поток на рубеже перми и триаса, который рассчитывается по данным замеров отражательной способности витринита в пермских и более древних отложениях в восточной части прогиба.

Работа выполнена в рамках государственной программы фундаментальных научных исследований (Проект FWZZ-2022-0009).

- [1] Полянский О.П., Филиппов Ю.Ф., Селятицкий А.Ю., Полянский П.О. Геохимические характеристики базитов в структуре Енисей-Хатангского прогиба и их принадлежность к Сибирской трапповой провинции // Геодинамика и тектонофизика, 2024,15(2), 0747.
- [2] Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф. Условия формирования и геологическое строение Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геофизические технологии, 2021, № 4, с. 16–25.
- [3] Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология, 2004, т. 12, № 4, с. 339–353.



РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АЛАКОЛЬСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

В.В. Коробкин, А.Е. Чакликов, Ж.С. Тулемисова

Алматы, AO «Казахстанско-Британский Технический Университет», Казахстан, korobkin vv@mail.ru, a96chaklikov@gmail.com, ztulemissova@gmail.com

Алакольский бассейны (АБ) расположены на юго-востоке казахстанского сегмента герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы [1–4]. По периферии АБ ограничен Главными Джунгарским (ГДР) и Чингизским (ГЧР) региональными разломами (рис. 1, 2). Эти бассейны являются северо-западным окончанием Джунгарского нефтегазоносного бассейна Китая [2–6]. АБ со всех сторон ограничен горными хребтами, сложенными преимущественно палеозойскими (от кембрийских до пермских) офиолитовыми, островодужными и аккреционными комплексами пород. Главными тектоническими элементами герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системы являются тектонические блоки, ограниченные разломами. Они состоят из фрагментов протерозойской континентальной коры и неопротерозойскопалеозойских субдукционно-аккреционных комплексов, зачастую перекрытых мезозойскими осадочными образованиями (рис. 1, 2) [2–5].

Перспективность на нефть и газ АБ в зонах погружения фундамента обусловлена рядом факторов: (1) увеличенная толщина отложений карбона, перми, триаса, нижней юры, обогащенных органическим веществом, в разрезе которых наличие горизонтов угля; (2) погружение кровли фундамента имеет ступенчатый характер и контролируется динамикой ГДР и ГЧР; (3) прогнозируемые ловушки различного типа будут концентрировать углеводороды на путях региональной миграции.

В позднем ордовике северо-восточный сегмент Джунгаро-Балхашского морского бассейна представлен шельфовыми переходящими, склоновыми и глубоководными накоплениями толщиной более 1500 м. Силурийские отложения также представлены морскими шельфовыми и склоновыми накоплениями толщиной более 1400 м [3, 7].

В раннем девоне, по северной периферии формируются вулканические горы с образованием контрастной по составу вулканической серией. В центральной части — глубоководные накопления морского бассейна окраинно-континентального типа мощностью 2500 м. В среднем девоне на севере АБ проходит фронтальная вулканическая зона, контрастные терригенно-вулканогенные накопления, 2000 м. В позднем девоне формируются глубоководные глинисто-кремнистые накопления морского бассейна Тастауской зоны, 1800 м [3, 7].

Выше по разрезу залегают конгломераты, песчаники, алевролиты мощностью до 750 м, относящиеся к нерасчленённым отложениям лопинского и гваделупского отделов. Палинологические комплексы, находящиеся в нижней и верхней частях разреза, указывают именно этот возрастной диапазон. Выше по разрезу залегает майласаринская свита, с размывом, перекрывающая вышележащие отложения и

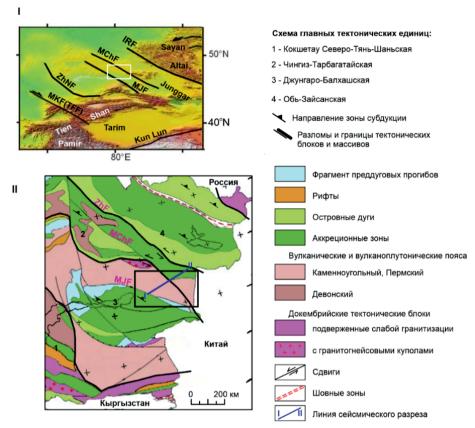


Рис. 1. I) Обзорная схема западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Главные разломы: МКF – Главный Каратауский и ТFF – Таласо-Ферганский; ZhNF – Жала-ир-Найманский; МJF – Главный Джунгарский; МChF – Главный Чингизский; IRF – Иртышский. Прямоугольником показаны контуры Алаколького бассейна и прилегающих территорий. II) Тектоническая схема восточной части казахстанских палеозоид с указанием положения главных тектонических единиц. Складчатые системы: каледонские (Казахстанский составной континент): 1 – Кокшетау-Северо-Тянь-Шаньская, 2 – Чингиз-Тарбагатайская; герцинские: 3 – Джунгаро-Балхашская, 4 – Обь-Зайсанская.

сложенная внизу конгломератами, песчаниками, алевролитами, вверху — туфами и лавами щелочных риолитов, толщиной до 550 м. Находки флоры указывают, на пермский (гваделупский отдел), так и раннетриасовый возраст отложений, палеокомплекс из алевролитов нижней толщи характерен для раннего триаса, без элементов пермских микрофитофоссилий [8].

Мезозойский комплекс, представлен континентальными терригенными маломощными отложениями триаса и угленосной юрой. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения не установлены. Расчленение триасовых и юрских отложений региона на свиты проведено по фациальному признаку, корреляции местных стратиграфических подразделений проведены по палеонтологическим остаткам.

На площади АБ выделена каутская свита, сложенная песчаниками и алевролитами. Из пород выделен спорово-пыльцевой комплекс, отвечающий рэтскому ярусу верхнего триаса. Ранее она датировалась нижней юрой. В отложениях триаса и

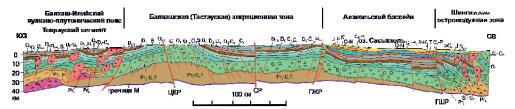


Рис. 2. Модель глубинного строения Алакольского бассейна по сейсмическим профилям Туркестанский и Талдыкорган – Зырьяновск (фрагмент)

нижней юры, установленные при разведке и эксплуатации нефтяных месторождений Китая проявления углеводородов в Северной Джунгарии отмечались многими исследователями. Эти нефтегазоносные породы хорошо коррелируются с одновозрастными породами разведанного Алакольского угольного месторождения. В раннем-среднем триасе возник рельеф денудационной равнины, с фрагментированной корой выветривания. Позднетриасовые отложения сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами мощностью до 60 м [7–9].

АБ образовался вследствие опускания в позднем палеозое-мезозое блока земной коры по крупноамплитудным сбросо-сдвигам Главного Джунгарского и Чингизского разломов и характеризуется слабой вертикальной кинетикой с неглубоким залеганием фундамента. Наиболее глубокие Южно- и Северо-Алакольские прогибы, заполнены верхнепалеозойскими терригенными отложениями.

Таким образом: 1. Изучение позднепалеозойской-мезозойской тектонической эволюции АБ свидетельствует, что породы коллекторы верхнего девона-карбонаперми, юры и палеогена могли аккумулировать углеводороды. Вероятно, углеводородный потенциал АБ является следствием вторичной миграции углеводородов из подстилающих терригенных отложений. 2. Выявленные особенности регионального, локального строения, литолого-палеогеографических условий, литолого-фациального и вещественного состава пород АБ позволяют в определенной мере оптимистически оценивать перспективы его углеводородного потенциала. Прогнозируемые зоны с ловушками приурочены к опущенным частям грабенов.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Республики Казахстан (Программа целевого финансирования 2023—2025 № BR21882301 «Комплексное решение актуальных вопросов, связанных геологией, добычей и переработкой минерального и углеводородного сырья».

- [1] Акчулаков У., Жолтаев Г., Исказиев К.О., Коврижных П.Н., Куандыков Б.М., Огай Е.К. Атлас нефтегазоносных и перспективных осадочных бассейнов Республики Казахстан, Алматы, Казахстан, 2015, 97 с.
- [2] Dobretsov N.L. Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai—Sayan region within the Ural–Mongolian fold belt (Paleoasian ocean) // Russian Geology and Geophysics, 2003, v. 44 (1–2), p. 5–27 (3–26).
- [3] Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 364 (6435), p. 299–307.
- [4] Федоренко О.А., Милетенко Н.В. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. ЮГГЕО, Алматы, 2002, 37 карт.

- [5] Dobretsov N.L., Buslov M.M. Late Cambrian–Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia // Russian Geology and Geophysics, 2007, v. 48(1), p. 71–82 (93–108). https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.006
- [6] Korobkin V.V., Buslov M.M., Tectonics and geodynamics of the western Central Asian Fold Belt (Kazakhstan Paleozoides) // Russian Geology and Geophysics, 2011, v. 52 (12), p. 1600–1618. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.11.011
- [7] Жолтаев Г.Ж., Никитина О.И., Жаймина В.Я., Сейтмуратова Э.Ю., Пирогова Т.Е., Иванова Н.И., Фазылов Е.М., Мусина Э.С., Нигматова С.А., Байшашов Б.У. Модернизация стратиграфических схем фанерозоя Казахстана на основе Международной хроностратиграфической шкалы 2016—2021. Институт геологических наук имени К.И. Сатпаева, Казахстан, Алматы, 2021. 139 с.
- [8] Акчулаков У.А., Жылкайдаров И.С., Жолтаев Г., Жылкайдаров С.Е., Парагульгов Х.Х., Рабинович А.А. Методическое руководство по количественной оценке прогнозных ресурсов углеводородного сырья Республики Казахстан, Алматы, 2002, 72 с.
- [9] Коробкин В.В., Чакликов А.Е., Исмаилов А.А., Тулемисова Ж.С. Позднепалеозойская мезозойская тектоническая эволюция и перспективы поисков углеводородного сырья в Алакольском осадочном бассейне (Казахстан) // Геодинамика и тектонофизика, 2023, т. 14, № 5, с. 0717. https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-5-0717



ЭТАПЫ МАГМАТИЗМА ЯКУТСКО-ВИЛЮЙСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ СВЯЗЬ С НИМИ ПОЗДНЕДЕВОНСКИХ БИОТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

О.В. Королева¹, А.В. Прокопьев¹, Р.Е. Эрнст^{2,3}, С.Л. Камо⁴, О.П. Полянский⁵

- ¹ Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, o.v.koroleva(@diamond.vsn.ru
 - ² Оттава, Департамент наук о Земле Университета Карлетон
 - 3 Томск, Томский национальный исследовательский университет
 - ⁴ Торонто, Департамент наук о Земле Университета Торонто
- 5 Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В течение многих лет Н.Л. Добрецов руководил ГНТП «Глобальные изменения природной среды и климата», а затем программой «Происхождение и эволюция биосферы», в которых рассматривал возникновение и эволюцию биосферы как отражение эволюции эндогенных процессов и климата Земли [1].

Интерес к связи массовых вымираний и проявлений магматической деятельности, как одного из вероятных триггеров экологических катастроф, не теряет своей актуальности. Тем важнее проведение геохронологических работ и появление точных датировок как биотических, так и абиотических событий, проведение их корреляции и синхронизации для девонского периода, в котором они наиболее значимы [например, 2–5 и ссылки там].

Нами получен высокоточный U-Pb (CA-ID-TIMS) возраст циркона 366.14 ± 0.28 млн лет из кварцевых сиенит-порфиров среднепалеозойского Чаро-Синского дайкового пояса Якутско-Вилюйской крупной изверженной провинции (ЯВ КИП) [6, 7], соответствующий второму импульсу проявленного здесь магматизма с пиком ~364 млн лет назад [8, 5, 9]. Уточненное нами время проявления второго импульса синхронно с проявлением позднедевонского аноксического события Annulata 363.6 млн лет назад [4], и его можно рассматривать как потенциальный триггер. Вместе с тем, разница в возрасте между 366.14 и 363.6 млн лет – 2.54 млн лет, что, если правильно, представляет собой существенную задержку между временем проявления магматизма и его воздействием на окружающую среду. Возможно, возраст второго импульса должен быть ближе к 363.6 млн лет назад, что могло бы стать конкретной причиной вымирания. Не исключено, что возраст события Annulata в 363.6 млн лет не является точным и может быть несколько старше и ближе к возрасту 366.14 млн лет. Или же наш возраст 366.14 млн лет на самом деле соответствует другому специфическому изменению окружающей среды, которое немного старше события Annulata и еще ждет своего выявления. Ранее на возможную связь события Annulata со вторым импульсом ЯВ КИП указывали [4, 5].

Первый, наиболее интенсивный, импульс магматизма ЯВ КИП происходил в интервале 376–370 млн лет назад [8 и ссылки там, 9], что соответствует рубежу франа и фамена (372,2 млн лет, ICC-2023). С этим временем ассоциирует аноксическое событие Келлвассер (~372.4 млн лет) [4, 5 и ссылки там].

В зоне влияния ЯВ КИП проявление события Верхнего Келлвассера зафиксировано в черных сланцах нижнего фамена, содержащих конодонты зоны triangularis до нижней части зоны rhomboidea на северо-востоке Сибирской платформы на о. Столб в дельте р. Лены [10]. В Верхояно-Колымской складчатой области в северо-западной части горной системы Черского известны конденсированные отложения фамена, представленные темно-серыми и черными известковистыми алевролитами, туфами, туфоалевролитами, черными кремнистыми сланцами, базальтами и известняками с конодонтами зон triangularis, crepida, rhomboidea и maginifera [11]. Эти породы по литологии и набору фауны также могут быть связаны с фаменскими биотическими событиями, триггером для которых потенциально мог быть среднепалеозойский основной магматизма хр. Черского, также находящийся в зоне влияния ЯВ КИП [12]. Но это требует дополнительных геохронологических и стратиграфических исследований.

Работа проведена при поддержке гранта $PH\Phi$ (№ 20-17-00169) и в соответствии с планом научно-исследовательских работ ИГАБМ СО РАН.

- [1] Глобальные изменения природной среды / Глав. ред.: Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998, 350 с.
- [2] Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P., Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth Planet. Sci. Lett., 2010, № 300, p. 239–245.
- [3] Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V. New ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K–Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): further exidence for a relationship with the Frasnian–Famennian mass extinction // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, v. 386, p. 531–540.
- [4] Percival L.M.E., Davies J.H.F.L., Schaltegger U., De Vleeschouwer D., Da Silva A.-C., Föllmi K.B. Precisely dating the Frasnian–Famennian boundary: implications for the cause of the Late Devonian mass extinction // Scientific Reports, 2018, v. 8, 9578.
- [5] Ernst R.E., Rodygin S.A., Grinev O.M. Age correlation of Large Igneous Provinces with Devonian biotic crises // Glob. Planet. Change., 2020, v. 185, 103097.
- [6] Королева О.В., Прокопьев А.В., Полянский О., Камо С., Эрнст Р. Высокоточное U-Pb датирование сиенит-порфиров Чаро-Синского дайкового пояса, Вилюйский палеорифт, Сибирская платформа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы XIII Всеросс. научно-практической конф., 21–24 марта 2023 г. Якутск, Изд. дом СВФУ, 2023, с. 298–301.
- [7] Koroleva O.V., Kamo S.L., Prokopiev A.V., Polyansky O.P., Ernst R.E., Hafida El Bilali Precise CA-ID-TIMS age (366.14±0.28 Ma) and geochemistry of the felsic rocks associated with the Yakutsk-Vilyui LIP, Siberian Craton (in rewiev).
- [8] Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitskiy A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos, 2017, v. 282–283, p. 45–64.
- [9] Polyansky O.P., Simonov V.A., Koroleva O.V., Prokopiev A.V., Babichev A.V., Kotlyarov A.V., Semenov A.N. Two-stage model of Devonian basic magmatism in the Vilyui Paleorift (Siberian Platform) // Russ. Geol. Geoph., 2024, online first.
- [10] Язиков А.Ю., Изох Н.Г., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Гонта Т.В., Соболев Е.С. Новые данные по биостратиграфии и седиментологии верхнедевонских отложений о. Столб (дельта р. Лены) // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 8, с. 1013–1027.

- [11] Тарабукин В.П., Прокопьев А.В., Оксман В.С., Карякин Ю.В. Первые данные о фрменских отложениях в северо-западной части горной системы Черского // Отечественная геология, 1997, № 8, с. 9–12.
- [12] Полянский О.П., Прокопьев А.В., Королева О.В., Томшин М.Д., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г., Васильев Д.А. Природа теплового источника базитового магматизма при формировании Вилюйского рифта на основе данных о возрасте дайковых поясов и численного моделирования // Геология и геофизика, 2018, т. 59(10), с. 1519–1541.



ПРОИСХОЖДЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВ И НИЗКО-СК МЕГАКРИСТ

С.И. Костровицкий 1, 2

¹ Иркутск, Институт геохимии CO PAH, serkost@igc.irk.ru ² Иркутск, Институт земной коры CO PAH

Кимберлиты отличаются от всех вулканических пород своей гибридной природой, что затрудняет понимание происхождения этих пород. В докладе будут освещены следующие вопросы: 1) с чем связан разный состав кимберлитов из разных провинций, полей, отдельных кустов трубок; 2) какой был первичный состав кимберлитов; 3) основные закономерности проявления алмазоносности кимберлитов; 4) общий мантийный источник для кимберлитов и низко-Сг мегакрист.

При разработке модели важное значение мы придали петрохимической классификации кимберлитов [1], а также выводу, принятому ведущими исследователями [2, 3] о существовании генетической связи кимберлитов с низко-Сг, высоко-Ті мегакристной ассоциацией минералов, которая кристаллизовалась в астеносферном расплаве. Согласно классификации, существуют 3 основных петрохимических типа: высоко-Мg, Mg-Fe и Fe-Ti. Далее, мы полагаем [1, 4], что астеносферный источник расплава под Якутской кимберлитовой провинцией (ЯКП) был относительно однородный по Sr-Nd-Hf систематике, по содержанию, особенностям распределения некогерентных элементов.

Предполагается, что образование разных по составу кимберлитов было обусловлено процессом контаминации кимберлитовым расплавом при его восхождении через породы литосферной мантии (ЛМ), имеющих разный состав. Этот вывод был обоснован [3] построением графика (усредненное отношение Mg/Fe для кимберлитов из разных провинций и пород литосферной мантии под соответствующими провинциями), показавшего высокий уровень положительной корреляции. Причиной наличия корреляции явилось разное количество в ЛМ пород дунит-гарцбургитового парагенезиса, содержащих ортопироксен – минерала, наиболее подверженного процессу контаминации. Полностью соглашаясь с выводом авторов, мы, однако, полагаем, что он нуждается в уточнении тех генетических следствий, к каким ведет его принятие.

Следствие 1. Поскольку только процесс контаминации ведет к увеличению магнезиальности первичного кимберлитового расплава, изначально последний имел относительно высоко-Fe состав, вероятнее всего, близкий к составу наиболее железистого Fe-Ti петрохимического типа кимберлитов. На этот вывод указывает и высокое содержание и широкое распространение в кимберлитах пикроильменита.

Следствие 2. Поскольку, по мнению авторов данного вывода [3], решающее значение для увеличения магнезиальности кимберлитового расплава имеет состав пород ЛМ, необходимо сравнить их состав под разными провинциями, под отдельными полями не только по Mg/Fe отношению (что было сделано авторами!), но и по другим оксидам и, в первую очередь, по содержанию TiO_2 .

Следствие 3. Проведенные нами исследования [4] состава ЛМ под южными алмазоносными и северными с убогой алмазоносностью полями ЯКП, контрастно отличающихся по составу кимберлитов (первые выполнены высоко-Мg и Mg-Fe петрохимическими типами, а вторые преимущественным образом выполнены Fe-Ti петрохимическим типом [1, 5–7], показали, что породы ЛМ под северными полями, в основном, являются высоко-Мg, более низко-Тi, чем под южными полями. A, следовательно, высоко-Тi состав кимберлитов из северных полей невозможно объяснить процессом контаминации породами ЛМ.

Мы полагаем, что различия в составе кимберлитовых пород обусловлены непосредственно ни самим процессом контаминации, а интенсивностью его проявления (насколько значителен процент вовлекаемых в этот процесс высоко-Мg пород ЛМ). Отсутствие в ЛМ под се верными полями дунит-гарцбургитовых пород (за исключением Куойка поле) сводит процесс контаминации чаще всего к нулю и поэтому расплав, формирующий высоко-Fe, высоко-Тi кимберлитовые породы, по составу остается близким к составу первичного расплава, который имеет астеносферное происхождение.

Согласно предложенной модели, формирование каждого из петрохимических типов кимберлитов было связано с составом первичного расплава, в котором при восхождении изменялось соотношение карбонатной и силикатной компонент астеносферного расплава. Предполагается, что астеносферный расплав в момент его активизации, предшествующий началу кимберлитового вулканизма, оказался подверженным процессу дифференциации на фазы, характеризующиеся существенно карбонатным и карбонатно-силикатным составами. Различная дезинтегрирующая и проникающая способность этих фаз предопределила при их подъеме разный объем обломочного материала ЛМ, захваченного и частично ассимилированного кимберлитовым расплавом.

Кимберлит высоко-Мg типа образовался во время подъема астеносферного расплава существенно карбонатного состава, обладающего высокой дезинтегрирующей способностью, что привело к дроблению и последующему захвату максимального количества обломочного материала ЛМ. В формировании кимберлита Mg-Fe и Fe-Ti типов участвовал астеносферный расплав преимущественно силикатного состава, характеризующийся относительно низкой. дезинтегрирующей способностью. Отметим, что силикатная часть расплава содержала, как правило, минералы низко-Сг мегакристной ассоциации.

Существенную роль в формировании разных типов кимберлитов сыграла мощность ЛМ под тем или иным полем. Максимальное число кимберлитовых тел, выполненных высоко-Мg типом кимберлита установлено в южных полях ЯКП, под которыми мощность ЛМ составляет 150-200 км. При этом самая максимальная мощность ЛМ отмечена [8] под Накынским полем, в котором были обнаружены кимберлитовые тела, выполненных только высоко-Мg типом кимберлита. И, напротив, под северными полями, которые характеризуются относительно низкой мощностью ЛМ (150–200 км [9]), доминирующее число кимберлитовых тел выполнено Fe-Ti типом.

Возвращаясь к вопросу о составе первичного кимберлитового расплава, отметим, что при изучении рядом расположенных двух кимберлитовых тел Куойкского поля (трубка Обнаженная и дайка Великан находятся всего в 1 км друг от друга), выяснилось, что они выполнены контрастными по текстуре и составу кимберлита-

ми, Трубка Обнаженная выполнена пирокластическим брекчиевой текстуры кимберлитом высоко-Mg, низко-Ti состава, а дайка Великан гипабиссальным массивной текстуры кимберлитом относительно высоко-Fe, высоко-Ti состава. Если кимберлит из трубки Обнаженная характеризуется очень высокой насыщенностью обломочным материалом ЛМ (и ксеногенными макрокристами, и мантийными ксенолитами), то кимберлит дайки Великан совершенно лишен его и это дало основание для вывода, что исходный кимберлитовый **расплав для дайки Великан** не был подвергнут процессу ассимиляции и поэтому может рассматриваться, как **первичный**. Его состав, как усредненный по нашим неопубликованным и литературным данным (Илупин и др., 1978): в вес.%: $SiO_2 - 21.8$, $TiO_2 - 3.5$, $Al_2O_3 - 4.0$, FeO - 10.6, MnO - 0.19, MgO - 21.0, CaO - 17.2, $Na_2O - 0.24$, $K_2O - 0.78$, $P_2O_5 - 0.99$, $CO_2 - 12.6$.

Кимберлиты и низко-Сг мегакристная ассоциация минералов (оливин, пикроильменит, гранат, пироксены, флогопит и циркон имели один и тот же мантийный источник, формирование и кристаллизация которых происходила почти одновременно, с небольшим опережением мегакрист. Одними из последних кристаллизовались мегакристы циркона, по которым мы определяем возраст кимберлитов.

Исследования проведены за счет гранта РНФ № 22-77-10073. Автор признателен геологическому руководству АК АЛРОСА за многолетнее предоставление финансовой и технической помощи при проведении полевых работ, дирекции Института земной коры и Института геохимии СО РАН, создавших благоприятные условия для творческой работы. Все аналитические работы были проведены в ЦКП Института геохимии СО РАН.

- [1] Костровицкий С.И., Морикио Т., Серов И.В., Яковлев Д.А., Амиржанов А.А. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 3, 350–371.
- [2] Mitchell R.H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York. Plenum Press, 1986, 442 p.
- [3] Pearson D.G., Woodhead J., Janney P.E. Kimberlites as Geochemical Probes of Earth's Mantle // Elements, 2019, v. 15, No 6, 387–392.
- [4] Kostrovitsky S.I., Tappe S., Yakovlev D.A., Ivanov A.S., Spetsius Z.V., Ashchepkov I.V. The Origin of lithospheric mantle heterogeneity beneath the Yakutian kimberlite province. In press.
- [5] Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., et al. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters, 2014, v. 404, 283–295.
- [6] Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. Москва, Недра, 1978, 352 с.
- [7] Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочноультраосновных пород и кимберлитов. Москва, Недра, 1976, 244 с.
- [8] Pokhilenko N.P., Agashev A.M., McDonald J.A. et al.. Kimberlites of the Nakyn field, Siberia and the Snap lake/King lake dyke system, Slave craton, Canada: a new variety of kimberlite with a proposed ultradeep origin. 8th IKC, Canada. Extended Abstracts, 2003, P. FIA.0172 CD ROM
- [9] Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y. et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics, 1999, v. 310, 1–35.



ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЭЛЕКТРОМАГНИТНОМ ПОЛЕ

Ф.Р. Куклина^{1, 2}, И.К. Семинский^{1, 2}, Ю.А. Агафонов²

¹ Иркутск, Институт солнечно-земной физики СО РАН
² Иркутск, ООО «СИГМА-ГЕО»,
kfr@sigma-geo.ru

По новейшим представлениям, в процессе формирования областей локализации углеводородного сырья, бо́льшая, нежели считалось ранее, роль принадлежит разрывным нарушениям [1]. Также, актуальность изучения тектонических разрывных нарушений обусловлена приуроченностью сейсмоактивных регионов к областям активных разломов. Большое значение при картировании разломных зон имеют геофизические методы, такие как гравиразведка, магниторазведка, радиометрия, электроразведка и сейсморазведка. Последняя считается базовым методом геофизики для выделения тектонических нарушений, однако упомянутый метод трудоемкий и требует больших материальных ресурсов.

Наряду с сейсморазведкой для решения геолого-геофизических задач на территории Сибирской платформы активно применяют методы электромагнитных зондирований (зондирование становлением поля в ближней зоне ЗСБ и магнито-теллурическое зондирование МТЗ). В данных электроразведки как правило, зоны нарушенности осадочного чехла и глубинные разломы определяются на геоэлектрических картах и разрезах как градиент значений УЭС, что не всегда является однозначной оценкой, характеризуемой тектонические зоны. Иными словами, четкие критерии отражения разрывных нарушений в данных электромагнитных зондирований, на сегодняшний день, отсутствуют. Становится важным вопрос повышения точности интерпретации данных электромагнитных зондирований [2]. Данная работа посвящена первым результатам исследований, направленных на определение критериев, характеризуемых тектонические зоны в электромагнитном поле.

Тектонические нарушения подразделяются на: периферийную зону распространения парагенетически связанных трещин, зону вторичных разрывов повышенной трещиноватости, и узкую подзону тектонитов главного сместителя [3]. Соответственно, строение разломной зоны определяется тремя главными стадиями её формирования: ранней дизьюнктивной, поздней дизьюнктивной и стадией полного разрушения [3, 4].

Каждому этапу развития разломной зоны соответствует определенная область с разной степенью нарушенности пород, которая в свою очередь имеет соответсвенную электропроводность. С помощью изучения и анализа удельного электрического сопротивления (по данным МТЗ и ЗСБ) в разрезе, появляется возможность определения границ подзон с разной степенью трещиноватости, этому свидетельствуют исследования [2, 5]. Таким образом, тектонические нарушения разных этапов развития будут иметь отличные по УЭС поля.

В настоящей работе освещаются результаты новых электромагнитных исследований на территории Сибирской платформы, в частности южной части в области Байкальской рифтовой зоны и в восточной части платформы в области сочленения Анабарской антеклизы с Вилюйской синеклизой. Представлен краткий анализ данных электромагнитных зондирований (МТЗ и ЗСБ) [6].

В ходе исследования предполагается рассмотрение нескольких типов разломов на разных этапах формирования нарушенных зон на вышеуказанных территориях.

Первый тип разломной зоны представляет собой раннюю дизьюнктивную стадию развития. Здесь преобладают широкие зоны мелких разнотипных парагенетически связанных разрывов, которые предположительно имеют средние значения УЭС на протяжении всей площади трещиноватости. Данные области, на исследуемой территории приурочены к зонам тектонических нарушений более поздних стадий развития. Ближе к центру разлом имеет гораздо меньшую область трещиноватости. Присутствует комплекс разрывов с единым сместителем и нарушенными участками между ними, что говорит о поздней дизьюнктивной стадии. Данная область имеет пониженные значения УЭС. Таким образом, удельное электрическое сопротивление понижается от крыльев к центру тектонического нарушения.

Следующий изучаемый тип нарушений — это разлом на стадии полного разрушения. Характеризуется наличием узкой зоны, где простирается единый магистральный сместитель и оперяющими разломами. Под воздействием динамометаморфизма в области тектонического разрыва формируются не литефицированные породы тектониты: глинка треения, обогащенная глинистыми минералами, и разломные брекчии. Разлом на данной стадии имеет аномально низкие значения УЭС в области оси.

Третья исследуемая разломная зона представлена более древними тектоническими нарушениями, где сместитель залечен литифицироваными перекристаллизоваными тектонитами. В данных геологических условиях удельное электрическое сопротивление будет иметь повышенные значения в области сместителя и пониженные по направлению к крыльям тектонического нарушения.

В ходе исследования были определены характерные особенности выявления тектонических нарушений в электромагнитных полях, на разных стадиях развития (ранней и поздней дизъюнктивной, а также полного разрушения). Установлено, что главным фактором, влияющим на характер электромагнитного поля, является степень зрелости разломной зоны. Более молодые тектонические нарушения характеризуются пониженными значениями УЭС, древние же структуры имеют повышенные значения УЭС.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (субсидия N075-Г3/Ц3569/278). Результаты получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Ангара» [http://ckp-rf.ru/ckp/3056].

- [1] Марсанова М.Р., Берзин А.Г. О тектонической природе залежей, нефтегазоносности венд-нижнекембрийских карбонатов и перспективности «подфундаментных» отложений Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2020, № 4, с. 18.
- [2] Семинский К.Ж., Зарипов Р.М., Оленченко В. В. Интерпретация данных малоглубинной электротомографии разломных зон: тектонофизический подход // Доклады Академии наук, 2015, т. 464, № 4, с. 480.

- [3] Семинский К.Ж., Бобров А.А. Геоэлектрический имидж сбросовых зон: тектонофизическая интерпретация малоглубинной электротомографии на примере Бугульдейско-Чернорудского грабена в Западном Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика, 2018, № 4, с. 1339–1361.
- [4] Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, СО РАН, 1991, с. 261.
- [5] Кузьмин, Ю. О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли, 2018. № 6, с. 87–105.
- [6] Семинский И.К., Семинский А.К., Поспеев А.В., Рустамова Ф.Р. Комплекс геофизических методов для изучения глубинного строения Ангарского разлома крупнейшего разрывного нарушения Байкальского рифта // Геология и геофизика 2023, № 9, с. 1357–1365. DOI: 10.15372/GiG2023127



МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ: СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ

А.В. Куликова 1,2 , М.М. Буслов 1 , Ф.И. Жимулев 1 , А.В. Котляров 1 , Е.С. Рубанова 1

 1 Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН 2 Казань, Казанский (приволжский) федеральный университет, $Ak_Cool@mail.ru$

В пределах Горного Алтая и Салаира выделяются [1–5] следующие геодинамические комплексы, сформированные на окраине Сибирского континента в позднем докембрии – раннем ордовике: 1) Кузнецко-Алтайская магматическая островная дуга; 2) аккреционные комплексы; 3) комплексы преддугового прогиба.

Исследуемые метаморфические породы входят в состав аккреционных клиньев в виде блоков и линз в серпентинитовом меланже, а также отдельных пластин.

Курайский аккреционный клин находится в южной части Кузнецко-Алтайской островной дуги. В структуру Курайской аккреционной призмы входят различные по составу и размерам тектонические пластины палеосимаунтов, а также Чаган-Узунских океанических офиолитов. Метаморфические породы присутствуют в составе аккреционной призмы в виде блоков в серпентинитовом меланже, а также отдельных линз и пластин, и, как правило, приурочены к офиолитам. Вышеперечисленные пластины перемежаются с отложениями олистостром и турбидитов [2, 3].

Все метаморфические породы Курайской аккреционной зоны имели океаническое происхождение, протолитами для которых служили главным образом базальты типа N-MORB, значительно реже E-MORB и OIB. По минералогическим характеристикам их можно разделить на две группы: 1) высокобарические комплексы (эклогиты и гранатовые амфиболиты), которые были образованы при P = 11.4-15.1 кбар и T = 550-708 °C; 2) высокотемпературный комплекс (гранат-пироксен-амфиболовые породы) совместно с безгранатовыми амфиболитами, формировавшие «метаморфическую подошву» Чаган-Узунских офиолитов при температурах от 480 до 910 °C и давлениях 5.2–9 кбар [6].

Полученные возрасты эклогитов и гранатовых амфиболитов позволили выделить три дискретных события: 629 ± 5 , 585 ± 4 и 524 ± 4 млн лет. Возраст 629 ± 5 млн лет, по-видимому, отражает формирование эклогитов в зоне субдукции и их последующую эксгумацию. Следует предполагать, что субдукция крупных подводных островов и плато привела к возвратным течениям в палеосубдукционной зоне и эксгумации высокобарических пород. Возраст 585 ± 4 млн лет, по-видимому, отражает последнее столкновение крупного палеосимаунта с островной дугой, заклинивание и перескок зоны субдукции [6]. Рb-Pb возраст карбонатной «шапки» Баратальского палеосимаунта, расположенного в западной части Курайской зоны, определенный как 570-598 млн лет [7] близок к этому возрасту. К этому времени сложилась наблюдаемая структура Курайской аккреционной зоны. Возраст

524 ± 4 млн лет скорее всего отражает продолжающиеся аккреционно-коллизионные процессы в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги.

Катунский аккреционный клин расположен к северу от Курайского и прослеживается на расстояние более 120 км. Высокобарические породы находятся в Каимской зоне аккреционного клина и формируют протяженное до многих км и невыдержанное по мощности до многих сотен метров дугообразное тело на левобережье р. Катунь. Аккреционный комплекс Каимской зоны состоит из серии тектонических пластин, представленных позднекембрийскими турбидитами, фрагментами венд-кембрийских офиолитов и палеоокеанического острова, метаморфическими породами Чаустинского комплекса [1, 3, 8].

Среди метаморфитов преобладают амфиболиты и гранатовые амфиболиты, в подчиненном количестве развиты метапелиты – кианитовые и слюдяные кристаллосланцы и гнейсы, а также кальцитовые и доломитовые мраморы, часто графитсодержащие [8]. Расчет параметров метаморфизма по гранат-плагиоклазовому геобарометру в гнейсах соответствует P = 8-10 кбар и T = 550-600 °C [9]. По результатам геохимических исследований выявлено, что протолитом для метабазитовых пород Чаустинского комплекса (амфиболиты, гранатовые амфиболиты) служили базальты типа N-MORB, реже E-MORB. Кристаллосланцы являются, вероятно, продуктом метаморфизма осадочных океанических пород и (или) глубоководного желоба. Из метапелитов была получена U-Pb датировка по цирконам – 627 ± 60 млн лет по пересечению с дискордией (n = 20), которая, по-видимому, отражает возраст протолита. Полученный Ar-Ar возраст амфибола 522 млн лет, вероятно, отражает субдукцию и последующую эксгумацию пород. Этот возраст хорошо коррелируется с последним этапом, выделенным по метаморфическим породам Курайского аккреционного клина, а также с возрастом «карбонатной шапки» Каимского палеосимаунта (верхний венд-ранний кембрий) [3]. Возрасты слюд со значениями в 489 ± 6 , 498 ± 4 и 499 ± 5 млн лет (верхний кембрий), по-видимому, отражают продолжающиеся аккреционно-коллизионные процессы в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что породы Чаустинского метаморфического комплекса представляют полиметаморфический комплекс, который образовался при погружении позднедокембрийских базальтов океанического дна (627 млн лет) и осадочных пород в зону субдукции и дальнейшей эксгумации (522 млн лет) в результате вхождения в зону субдукции Каимского палеосимаунта [2, 3].

К северу от Катунского аккреционного клина на Салаире к зоне развития субдукционого меланжа приурочен ангурепский метаморфический комплекс, представленный гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами с небольшим количеством мраморов. Метаморфические породы образуют узкую тектоническую пластину, совмещенную с пластинами неметаморфизованных вулканитов, флиша и меланжа, а также образуют блоки в меланже. Образование гранатовых амфиболитов происходило в условиях эпидот амфиболитовой – амфиболитовой фаций в интервале 600–700 °С при давлении не более 1.0–1.2 ГПа. По содержанию титана в цирконе температура метаморфизма оценивается в 646 °С [10]. По геохимическим особенностям амфиболиты соответствуют толеитовым базальтам океанических островных дуг [11]. Из гранатовых амфиболитов были выделены цирконы, в которых наблюдается ядро темного цвета с ростовой зональностью и сложным внутренним строением, а также светлые каймы без зональности толщиной до 10 мкм. По

ядренным частям цирконов был получен возраст 587 ± 13 млн лет по пересечению с дискордией (n = 50). Данный возраст можно интерпретировать как возраст протолита исследуемых метаморфических пород. Возраст пика метаморфизма гранатовых амфиболитов устанавливается на основании датирования метаморфогенного циркона из этих пород – 507 млн лет [10], а время эксгумации – при помощи аргонаргонового датирования мусковита, образовавшегося на этапе регрессивного метаморфизма – 500 млн лет, что примерно соответствует времени перестройки между ранним и поздними этапами островодужного вулканизма на Салаире [11].

Широкое развитие в субдукционном меланже пород с надсубдукционными геохимическими характеристиками, представленных габброидами из серпентинитового меланжа и гранатовыми амфиболитами, позволяет предположить, что фрагменты несущего островодужную постройку висячего крыла зоны субдукции могли вовлекаться в процесс субдукции, как это предусматривает модель тектонической эрозии островных дуг.

Полученные данные показывают, что на Горном Алтае и Салаире была единая Кузнецко-Алтайская островодужная система позднедокембрийского возраста (630-587 млн лет). С юго-восточной части Горного Алтая до Салаира наблюдается омоложение возрастов как протолита, так и метаморфизма (630–500 млн лет), что говорит о последовательных аккреционно-коллизионных процессах в результате столкновения палеосимаунтов с внутриокеанической островной дугой.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН FWZN-2022-0037 и при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299

- [1] Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., ... & Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10, с. 1600–1628.
- [2] Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 82–93.
- [3] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 12, с. 1381–1403.
- [4] Симонов В.А., Кузнецов П.П. Бониниты венд-кембрийских офиолитов Горного Алтая // Доклады Академии Наук, 1991, т. 316, с. 448–451.
- [5] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, № 12, с. 3–14.
- [6] Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В. Геохронология метаморфических пород курайского аккреционного клина (юго-восточная часть Горного Алтая) // Геодинамика & Тектонофизика, 2017, т. 8, № 4, с. 1049–1063.
- [7] Ota T., Utsunomiya A., Uchio Yu., Isozaki Yu., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran-Cambrian intra-oceanic arc-trench system // Journal of Asian Earth Sciences, 2007, v. 30, Iss. 5–6, p. 666–695. doi:10.1016/j.jseaes.2007.03.001
- [8] Зыбин В.А. Петротип Каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай) / В.А. Зыбин. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012, 115 с.

- [9] Каргополов С.А. Метаморфический комплекс в обрамлении Белокурихинского гранитного массива / С.А. Каргополов, О.Ю. Маликова, А.Г. Владимиров и др. // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области: Сб. матер. науч.-практ. конф., Новокузнецк, 1995, с. 228–230.
- [10] Жимулев Ф.И., Корсаков А.В., Степанов А.С., Котляров А.В., Фидлер М.А., Бехтерев Н.А. Субдукционные меланжи Аламбайской офиолитовой зоны Салаира: состав, строение, палеотектонические следствия // Статья в сборнике трудов конференции «Геодинамическая эволюция литосферы ЦАПП». Вып. 21. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2023, с. 106–107.
- [11] Zhimulev F.I., Kotlyarov A.V., Travin A.V., Fidler M.A., Khuurak A.A. The Shalap Mélange of the Salairian Alambay Ophiolite Zone (Northwestern Central Asian Orogenic belt), geological structure and compositional features of amphibolites and greenstone basalts // Geodynamics & Tectonophysics, 2024, 15(3), 0757. doi:10.5800/GT-2024-15-3-0757



НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКУ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

Л.В. Кунгурцев¹, Е.Ю. Гошко²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, geos5@mail.ru

На основе районирования геопотенциальных полей, совместно с авторской интерпретацией частотно-энергетических характеристик по опорному геофизическому профилю 3-ДВ, построена модель глубинного строения крупной поздне-

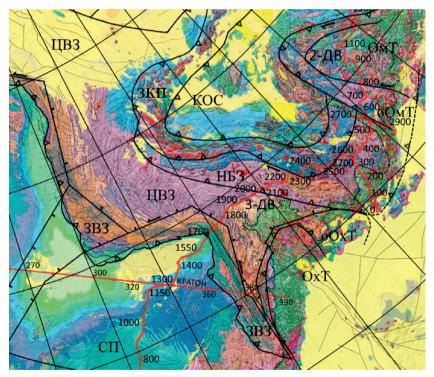


Рис. 1. Модель глубинного строения ВСНП (наложенная на Геологическую карту России и прилегающих акваторий [2]).

Структуры: СП – Сибирская платформа; ВСНП: ЗВЗ – Западно-Верхоянская зона, ЦВЗ – Центрально-Верхоянская зона, ЗКП – зона Колымской петли, НБЗ – Нелькано-Балыгычанская зона; ОхТ – Охотский кратонный террейн и его погруженная окраина – оОхТ; КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн, включая: ОмТ – Омолонский кратонный террейн и его погруженную окраину – оОмТ; чёрными линиями показаны тектонические границы структур, в т.ч. с надвиговой (с треугольником), сбросовой (со штрихом) и сдвиговой (со стрелкой) кинематикой; красным показаны линии геофизических профилей с пикетами.

² Новосибирск, Новосибирский государственный технический университет (НГТУ)

мезозойской орогенной структуры Северо-Востока Евразии – Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) и прилегающих структур Сибирской платформы (рис. 1) [1]. Выделены структурные зоны, имеющие различную геодинамическую природу: структуры внешней зоны ВСНП, подстилаемые опущенной окраиной платформы, отнесены к Западно-Верхоянской зоне, структуры внутренней зоны пояса с корой океанического типа в основании выделены в Центрально-Верхоянскую зону и структуры тыловой зоны, сформированные комплексами Оймяконского палеокеана в зоне субдукции Уяндино-Ясачненской островной дуги, выделены в зону Колымской петли и Нелькано-Балыгычанскую зону.

В земной коре ВСНП выделяются два слоя примерно равной мощности (рис. 2): нижний сложен дуплекс-системой из комплексов океанической коры, а верхний – образованиями верхоянского терригенного комплекса, так же подвергшимися складчатости и дуплексированию.

В зоне столкновения структур ВСНП с окраиной Сибирской платформы, наряду с надвиганием верхнего слоя коры на платформу, происходило и компенсационное пододвигание нижнего слоя коры ВСНП под её окраину. Это привело к наращиванию земной коры пограничных структур платформы снизу на 5–10 км (рис. 2).

В развитии Уяндино-Ясачненской островодужной системы выделены два этапа, связанные с блокировкой зоны субдукции и перескоком её в сторону Оймяконского палеоокеана, что увеличило её площадь и усложнило строение. Следы зон палеосубдукции и блокирующих структур хорошо читаются на сейсмических профилях 3-ДВ

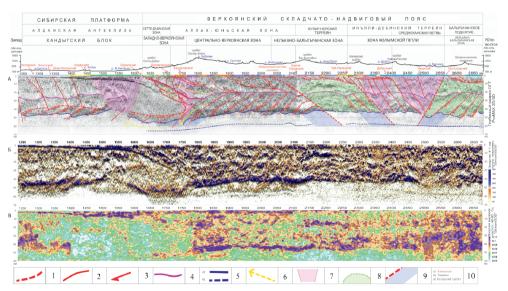


Рис. 2. Модель формирования Восточной окраины Сибирской платформы и прилегающих структур ВСНП на базе сейсмического и частотно-энергетического разрезов земной коры по фрагменту опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ.

A — сейсмический разрез ОГТ, B — разрез суммарной энергии, B — разрез энергии высоких частот. 1-2 — тектонические границы: 1 — платформы и палеосубдукционных зон (кровельные разломы), 2 — блоков земной коры, 3 — направление движения вдоль разломов, 4 — нижняя граница волновода, 5 — граница M (a) и граница M_1 (б), 6 — направления тектонического движения пород, 7 — области интенсивной переработки коры, 8 — предположительные контуры структур, блокировавших зону палеосубдукции, 9 — следы зон палеосубдукции в мантии, 10 — названия разломов (a), горных хребтов (б), рек (в).

и 2-ДВ. Структуры аккреционной призмы и преддугового прогиба ранней зоны субдукции выделены в зону Колымской петли, а структуры, формирующие аккреционную призму над более поздней зоной субдукции, выделены в Нелькано-Балыгычанскую зону. Уяндино-Ясачненская островодужная система в такой трактовке имеет большее площадное распространение и более сложную историю развития.

Под аккреционными структурами Нелькано-Балыгычанской зоны и зоны Колымской петли выделены две аномальные области сейсмической гомогенизации (прозрачности) подкорового слоя, которые увязываются со следами воздействия вернемантийных диапиров. Над первой аномальной зоной, расположенной под Нелькано-Былыгычанской зоной, размещаются массивы Тас-Кыстабытского гранитоидного пояса, над второй, в зоне Колымской петли, размещаются массивы Главного батолитового пояса. То есть энергетические источники этих двух крупнейших поясов гранитоидов фиксируются в верхней мантии.

В области столкновения платформы с ВСНП выделены две зоны активных внутрикоровых процессов, затронувших верхнюю мантию и приведших к её активизации. Первая связана с коллизионным расслоением коры ВСНП жёстким краем платформы и поддвигом её нижнего слоя под платформу на глубины до 60–70 км. Вторая связана с участком максимального изгиба, опущенного под тяжестью осадков края платформы в обстановке нарастающего сжатия со стороны ВСНП. Максимальный изгиб вызвал нарушение сплошности пород на всю мощность коры платформы. В обоих случаях создались аномальные Р/Т условия как внутри коры, так и в подстилающей мантии, приведшие к тектоно-магматической переработке коры этих участков, хорошо фиксируемые на скоростных и сейсмических разрезах.

Предложена модель формирования континентальной коры ВСНП, как за счёт широкого проявления субдукционных процессов, так и масштабных коллизионных процессов, приведших к образованию мощного аккреционного орогена из осадков верхоянского терригенного комплекса и подстилающих их образований океанической коры Оймяконского палеокеана. Массовая гранитизация этого аккреционного орогена в меловое время завершила формирование коры континентального типа на месте структур Оймяконского палеокеана.

Показано сходство механизма формирования коры ВСНП с обстановками, наблюдаемыми в современных океанических структурах с медленноспрединговыми хребтами [3], в фундаменте Канадского бассейна [4]. Аккреционные комплексы аналогичного строения детально описаны для Японии, Гренландии, Англии, а механизм образования дуплекс-структур, состоящих из отдельных «хорсов», предложен [5].

- [1] Кунгурцев Л.В., Гошко Е.Ю. Глубинное строение и модель формирования континентальной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса в позднем мезозое // Геодинамика и тектонофизика, 2023, т. 14(3), с. 1–31.
- [2] Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаба 1:2 500 000. ФГУП ВСЕГЕИ, ФБГУ ВНИИОКЕАНОЛОГИЯ. 2016.
- [3] Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность молодых океанов и палеобассейнов // Труды ГИН РАН, вып. 56, 2004, 270 с.
- [4] Пискарев А.Л. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеан-геология, 2016, 291 с.
- [5] Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics, 1990, v. 181, p. 179–205.



ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Л.В. Кунгурцев¹, М.М. Буслов¹, Е.Ю. Гошко²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, geos5@mail.ru

² Новосибирск, Новосибирский государственный технический университет (НГТУ)

Рассмотрено глубинное строение и геодинамика Южно-Верхоянского сектора форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), образованного в позднем мезозое на юго-восточной окраине Сибирской платформы [1]. Новизна геодинамического анализа строения Южно-Верхоянского сектора заключается в использовании в качестве основы Схемы тектонического районирования ВСНП и прилегающих структур, построенной на основе надёжных количественных данных о глубинном строении региона, полученных при интерпретации материалов по опорному геофизическому профилю 3-ДВ, увязанных с результатами районирования геопотенциальных полей региона [2].

Выполненное районирование геопотенциальных полей, совместно с авторской интерпретацией частотно-энергетических характеристик сейсмического разреза по опорному геофизическому профилю 3-ДВ, позволило построить Структурно-тектоническую схему Южного Верхоянья и прилегающих структур, на которой выделены глубинные границы Сибирской платформы и Охотского террейна, их окраины, перекрытые надвиговыми комплексами ВСНП и центральная часть Южного Верхоянья, с океанической корой в основании. На схеме выделены три региональных ареала развития магматических пород субщелочного, основного и кислого состава.

Структурно-тектоническая схема опирается на Геодинамическую модель глубинного строения восточной окраины Сибирской платформы и Южного Верхоянья, составленную на основе сейсмических данных по профилю 3-ДВ (рис. 1). Модель показывает механизм формирования надвиговых комплексов на окраине платформы и компенсационный поддвиг под платформу нижних горизонтов коры ВСНП, а также причины возникновения аномальных Р/Т условий на погруженной окраине платформы и в области её максимального перегиба, увязываемых с характером магматизма.

Инденторное воздействие края фундамента платформы привело к расслоению коры ВСНП и поддвигу нижнего слоя коры под окраину платформы на глубины до 60 км. Под воздействием этих геодинамических событий произошла активизация вещества мантии и нижней коры, в которых возникли аномальные Р/Т условия, вызвавшие интенсивную тектоно-магматическую переработку коры восходящими мантийными и нижнекоровыми потоками. Этот вывод увязывается с проявлением гранитообразования и повышенным метаморфизмом верхоянского комплекса в Присеттедабанской полосе Южно-Верхоянского синклинория и наличием разрыва в прослеживании границы М на сейсмическом разрезе по профилю 3-ДВ на этом участке (рис. 1).

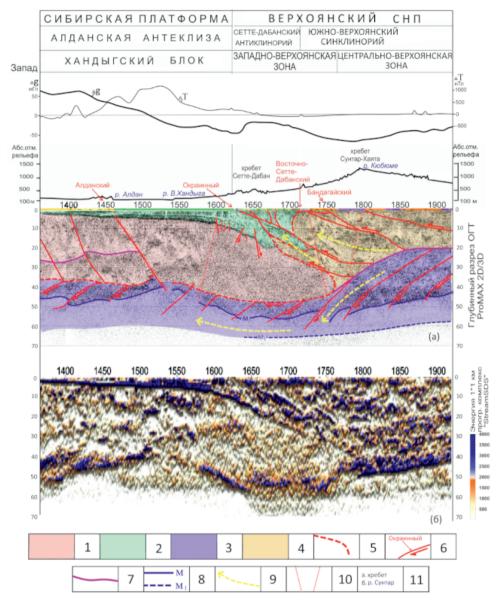


Рис 1. Геодинамическая модель глубинного строения восточной окраины Сибирской платформы и Южного Верхоянья на основе: (а) — сейсмического разреза ОГТ, (б) — разреза суммарной энергии по профилю 3-ДВ.

1-4 — геодинамические комплексы: Сибирской платформы: 1 — фундамент, 2 — чехол; ВСНП: 3 — сдуплексированная океаническая кора, 4 — складчатый верхоянский терригенный комплекс; 5 — тектонические границы платформы; 6 — межблоковые разломы ВСНП, направления смещения по ним и названия, 7 — нижняя граница волновода, 8 — границы M (a) и M_1 (б), 9 — направления тектонического движения пород, 10 — зоны интенсивной переработки коры, 11 — названия горных сооружений (a), рек (б).

Глубинное строение Сетте-Дабанского антиклинория, тектонически подстилаемого сдуплексированными надвиговыми пластинами комплексов чехла платформы и верхоянского терригенного комплекса, позволяет отнести его к дуплекс-антиклинориям, по аналогии с дуплекс-антиклинориями Западно-Верхоянского сектора ВСНП. Образование таких структур связано с демпферным эффектом погруженного края платформы, когда столкновение надвиговых пластин с наклонной окраиной приводило к их торошению с образованием эшелонированных дуплекс-структур, наслаивающихся или подслаивающихся, с выдавливанием и развалом верхних пластин (структура «пальмового дерева»).

На структурно-тектонической схеме Южного Верхоянья погруженная граница Сибирской платформы с ВСНП на большем своём протяжении находит отражение сближенными северо-восточно ориентированными Кидерекинским и Минорским разломами надвигово-сдвиговой кинематики и линейными зонами смятия и дислокационного метаморфизма. Это обусловлено тем, что структуры Охотского террейна и Южно-Верхоянского синклинория в средине позднего мела испытали амальгамацию и в дальнейшем представляли единую структуру.

На окраине Сибирской платформы, при прогибании её под тяжестью накапливавшихся осадков и под нагрузкой коллизионных масс, возникла зона трещиноватости и повышенной проницаемости земной коры. Зона протягивается вдоль всей восточной окраины платформы, подверженной позднемезозойскому коллизионному воздействию. Таким механизмом возникновения протяжённых ослабленных зон повышенной проницаемости коры вдоль окраин платформы логично объясняется отрыв от последней узких протяжённых окраин при среднепалеозойском рифтогенезе (Омулёвский, Приколымский блоки), на которых к этому времени накопились мощные толщи осадков, начиная с рифейских, прогнувшие окраины платформы и приведшие к возникновению ослабленных зон.

Выполнена увязка позднемезозойских геодинамических событий в регионе с этапами активизации складчато-надвиговых деформаций, определёнными методами трекового датирования, а также с временными рубежами проявления магматизма в Южном Верхоянье и соседних структурах Сибирской платформы. Первый этап деформаций (160–150 млн лет) связан с заклиниванием зоны субдукции Уяндино-Ясачненской дуги Нелькано-Балыгычанским террейном в конце киммериджа – начале титона и заложением новой зоны субдукции на его восточных границах [2]. Второй этап (130–115 млн лет) связан с дошедшим импульсом фронтальной коллизии со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна. Причина деформаций, вероятно, связана с заклиниванием Нелькано-Балыгычанской зоны субдукции структурами центральной части ВСНП, где К.Я. Спрингс выделил жёсткую глыбу [3]. Третий этап (90–70 млн лет) отличается тем, что с Южно-Верхоянской окраиной платформы взаимодействовал уже объединённый Чукотско-Колымо-Омолонский блок террейнов, образованный после заклинивания Охотской зоны субдукции Охотским океаническим вулканическим плато в конце турона (90 млн лет), что вызвало переориентировку тектонических напряжений с субширотных на северо-западные [4]. По палеомагнитным данным этот блок террейнов испытал заметное (на несколько сот километров) сближение с Евроазиатской плитой [5]. Четвёртый этап (10–15 млн лет) связан с раскрытием Евразийского бассейна в Арктике, что вызвало обстановку сжатия на Северо-Востоке Азии при сближении Евроазиатской и Северо-Американской плит к югу от полюса их вращения. Выполненные построения позволяют оценить влияние геодинамических процессов в Охотско-Чукотской активной континентальной окраине на формирование позднемезозойской орогенной структуры Южного Верхоянья.

- [1] Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. Москва, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
- [2] Кунгурцев Л.В., Гошко Е.Ю. Глубинное строение и модель формирования континентальной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса в позднем мезозое // Геодинамика и тектонофизика, 2023, т. 14(3), с. 1–31.
- [3] Константиновский А.А. Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника, 2007, № 5, с. 3–22.
- [4] Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 2, с. 101–114.
- [5] Лебедев И.Е., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные данные по позднемеловым вулканитам Чукотки: к вопросу о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евроазиатской плит после формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса // Физика земли, 2021, № 2, с. 103–118.



КАЗЫРСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА – ВЕНД-РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Л.В. Кунгурцев

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, geos5@mail.ru

Казырская зона расположена на юго-западе Восточного Саяна между структурами Протеросаяна, представленного Дербинским террейном на северо-востоке и структурами Кембросаяна, представленного Северо-Саянской палеоостровной дугой на юго-западе (рис. 1). В основании зоны залегают карбонатно-кристаллосланцевые породы жайминской свиты, перекрытые терригенно-карбонатными породами кижихемской свиты, а верхи разреза сложены терригенно-карбонатно-вулканогенной толщей таёжноказырской свиты. Интрузивный магматизм в зоне представлен почти исключительно массивами титано- и платиноносных расслоенных габброидов казырского комплекса [1–4]. Максимум магматизма в зоне приходится на вторую половину раннего кембрия [5]. Орогенный этап развития зоны представлен осиновской карбонатно-терригенной, часто грубообломочной, свитой, слагающей серию тектонических клиньев на юго-западной границе зоны. В геодинамическом плане структуры зоны интерпретируются как задуговый бассейн Северо-Саянской палеоостровной дуги [6].

Несмотря на многочисленные находки органических остатков кембрийского возраста на всей территории центральной части Казырской зоны, что позволило сделать вывод о венд-раннекембрийском возрасте слагающих её отложений [1–4], на изданных мелко- и среднемасштабных картах нового поколения большая часть образований Казырской зоны оставлена в составе кувайской серии позднего рифея, а участки, где обнаружена кембрийская фауна, выделены из непрерывного разреза в локальные структуры венд-кембрийского или кембрийского возраста с тектоническими или несогласными границами [7, 8]. По результатам детального картирования [9] Казырская зона представляет собой пакет крутопадающих, вытянутых в северо-западном направлении блоков (пластин), образующих сложнопостроенную асимметричную рамповую грабен-синклиналь (рис. 1).

Многочисленные находки раннекембрийских органических остатков по всему разрезу и площади развития кижихемской и таёжноказырской свит (рис. 1) [9] однозначно определяют время образования Казырской зоны как раннекембрийское. Этот вывод базируется на множестве находок органических остатков начиная с нижней подсвиты кижихемской свиты (водоросли *Epiphyton* Born., *E.* sp., спикулы губок, срезы скелетной органики), характерных для переходных венд-кембрийских отложениях западной части Алтае-Саянской складчатой области [10]. Верхняя подсвита кижихемской свиты по комплексы археоциат, трилобитов и брахиопод датирована на уровне верхов атдабанского яруса, а таёжноказырская свита на уровне

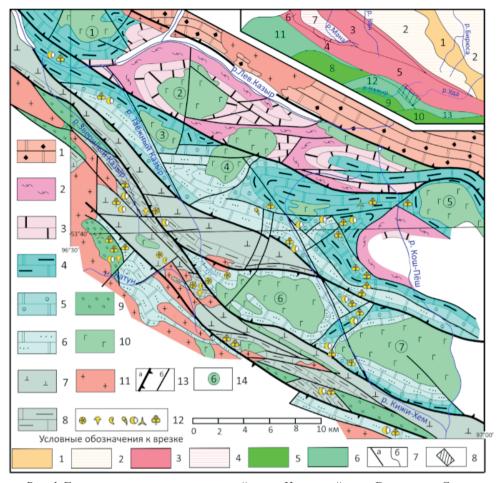


Рис. 1. Геологическая схема центральной части Казырской зоны Восточного Саяна.

1 – дербинская свита (V dr) – крупнокристаллические графитистые мраморы; 2–3 – жайминская свита (V₂ ўm): 2 – нижняя подсвита – кристаллические сланцы, прослои мраморов, 3 – верхняя подсвита – силикатно-карбонатные породы; 4-6 - кижихемская свита (€, кğ): 4 - нижняя подсвита - темноокрашенные мраморизованные известняки, доломиты с прослоями кремнистых пород, покровами базальтоидов, 5 - средняя подсвита - светлоокрашенные известняки, доломиты онколитовые, 6 - верхняя подсвита – известняки и доломиты с терригенно-туфогенной примесью, покровы базальтоидов; 7-8 – таёжноказырская свита (\mathcal{C}_1 tğ): 7 – диабазы, диабазовые, базальтовые и андезитовые порфириты, их туфы, апоэффузивные сланцы, 8 - чёрные известняки с прослоями терригенных и туфогенных пород, светлые рифовые известняки, хлоритовые, серицит-хлоритовые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников, конгломератов; 9 – осиновская свита (\mathcal{C}_3 -O os) – конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, доломиты с прослоями кремней, покровы эффузивов различного состава, их туфов; 10 - массивы расслоенных габброидов условно казырского комплекса; 11 – интрузивные породы среднего, кислого и щелочного состава различного возраста; 12 – местоположение находок органических остатков; трилобитов, археоциат, брахиопод, хиолитов, срезов скелетной органики, спикул губок, известковых водорослей; 13 – разломы, разделяющие блоковые структуры (а) и второстепенные, осложняющие (б); 14 – массивы расслоенных габброидов; 1 – Сокол, 2 – Безымянный, 3 – Таёжно-Казырский, 4 – Заоблачный, 5 – Мус-Дагский, 6 – Мунгашский, 7 – Демер-Тайгинский. На врезке – район исследований на структурной схеме по [5, 9]. 1, 2 – Сибирская платформа: 1 – докембрийские комплексы Присаянского выступа фундамета, 2 – фанерозойский чехол; 3, 4 – протерозойские структуры Восточно-Саянского звена аккреционного пояса платформы: 3 – Канский (3), Арзыбейский (4), Дербинский (5) блоки, Кувайская зона (6), 4 – венд-раннепалеозойский чехол пояса — Манский прогиб (7); 5-6 – венд-раннепалеозойские субдукционные структуры: 5 – магматических островных дуг: Кембросаянской (8), Северо-Саянской (9), Хамсаринской (10), 6 – задуговых бассейнов: Беллыкско-Сисимского (11), Копь-Китатского (12), Казырского (13); 7 – геологические границы: а – разломы, б – прочие; 8 – контуры района исследований.

ботомского и тайонского ярусов нижнего кембрия [9]. В развитии Казырской зоны выделены два этапа – первый, венд-кембрийский, соответствует раннему этапу развития Северо-Саянской палеодуги, заложению задугового бассейна, выразившемся в углублении морского бассейна и формировании флишевых отложений на континентальном склоне Дербинского террейна (жайминская свита). Второму, раннекембрийскому этапу зрелой островной дуги соответствует растяжение бассейна с формированием расчленённого рельефа, где в раннекижихемское время накапливались отложения черносланцевой-граувакковой формации. В среднекижихемское время происходит стабилизация рельефа и накапливаются светлоокрашенные известняки и доломиты. Максимум растяжения и магматизма приходится на вторую половину раннего кембрия, когда происходит формирование вулканогенной толщи таёжно-казырской свиты с геохимическими характеристиками базальтоидов задуговых зон спрединга.

С учётом данных о возрасте осадочного чехла Дербинского террейна [11], на рассматриваемой территории выстраивается закономерный латерально-возрастной ряд отложений от наиболее древних и более метаморфизованных мелководных карбонатных образований дербинской свиты венда, через более глубоководные флишоидные терригенные кристаллосланцевые толщи жайминской свиты позднего венда окраины Дербинского террейна к карбонатно-вулканогенно-терригенным образованиям кижихемской и таёжноказырской свит раннекембрийского возраста, связанным с расчленённым морским рельефом задугового морского бассейна (Казырская зона) Северо-Саянской палеоостровной дуги.

- [1] Кунгурцев Л.В., Ковязина Т.А., Богнибова Р.Т., Абрамов А.В. Геология Казырской зоны Восточного Саяна // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1989, с. 12–13.
- [2] Богнибова Р.Т. Кунгурцев Л.В., Ковязина Т.А., Абрамов А.В. О раннекембрийском возрасте кувайской серии юго-западной части Восточного Саяна // Геология и полезные ископаемые докембрия и палеозоя Сибири. Новосибирск, 1990, с. 59–61.
- [3] Богнибова Р.Т., Ковязина Т.А., Абрамов А.В. О раннекембрийском возрасте отложений, относящихся к кувайской серии в юго-западной части Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1991, т. 32, № 10, с. 41–49.
- [4] Обновлённые схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Берзин Н.А., Ножкин А.Д., Хомичув В.Л.; отв. ред. В.Л. Хомичев. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2007, 280 с.
- [5] Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63–81.
- [6] Kungurtsev L.V., Berzin N.A. Late Riphean-Early paleozoic evolution and related geodynamic complexes of Altai-Sayan folded area (Central Asia) // Paleoasian ocean to Paleo-Pacific ocean: International Joint Symposium of IGCP Projects 283, 321, 359 in Japan. Sapporo, 1994, p. 52–56.

- [7] Беззубцев В.В., Махлаев М.Л., Кириченко В.Т., Перфильев В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46 Абакан: Объясн. Зап., СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2008, 391 с.
- [8] Беззубцев В.В., Зуев В.К., Шаталина Т.А., Реверчук Р.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Восточно-Саянская серия. Лист N-47-XIX (Ак-Суг): Объясн. Зап.. М.: ВСЕГЕИ, 2013, 214 с.
- [9] Кунгурцев Л.В. Геологическое строение Казырской зоны Восточного Саяна // Природные ресурсы, среда и общество: электронный научный журнал, 2023, 4 (20). с. 14–35.
- [10] Терлеев А.А., Лучинина В.А., Сосновская О.В., Багмет Г.Н. Известковые водоросли и нижняя граница кембрия в западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 4, с. 485–491.
- [11] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Травин А.В., Лиханов И.И. Метакарбонатно-терригенный комплекс Дербинского блока (Восточный Саян): петрогеохимическая и изотопная характеристика, метаморфизм и время формирования // Геология и геофизика, 2018, т. 59, № 6, с. 814–836.



СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ПОЛЕМ АНОМАЛИЙ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН

О.А. Кучай, Н.А. Бушенкова

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, KuchayOA@ipgg.sbras.ru, bushenkovana@ipgg.sbras.ru

Распределение очагов землетрясений и афтершоковые процессы связывают с разломной тектоникой, но глубинные процессы и сама структура литосферной мантии играет не последнюю роль. Поэтому наибольший интерес представляет распределение сильных внутриплитных землетрясений, уровень их афтершоковой деятельности и фоновая сейсмичность в поле скоростных неоднородностей среды.

С этой целью привлечены данные сильных коровых землетрясений (Mw \geq 6.9), зарегистрированных на территории Центральной Азии (ϕ = 20°–55° с.ш., λ = 57°–120° в.д.) и отобранных из каталогов Геологической службы США (USGS, https://earthquake.usgs.gov). Исследуемая зона Центральной Азии включает Тянь-Шань, Памир, Гиндукуш, Бирмские горы, Тибет, Гималаи, Алтай и Среднеиранские горы, где зарегистрировано 31 сильнейшее землетрясение за временной период 1971–2022 гт. Все землетрясения сопровождались афтершоковыми последовательностями. Анализ фоновой и афтершоковой сейсмичности осуществлялся на площади (3°×3°) с mb_(isc) \geq 4.5, которая является представительной в международном каталоге ISC (http://www.isc.ac.uk).

Для дальнейшего исследования магнитуды $mb_{(isc)}$ пересчитаны в моментную магнитуду Mw по формуле $Mw = (mb_{(isc)} - 1.65)/0.65$, согласно [1]. Используя зависимости между скалярным сейсмическим моментом lgMo и Mw, применена формула расчета: $lgMo = 2.3 \ mb_{(isc)} + 12.3 \ дн\cdot cm$. После чего определялся суммарный скалярный сейсмический момент, освобождаемый в афтершоковых сериях и в фоновых землетрясениях, Mo sum af $= \sum Mo_i$, i = 1...n, где $Mo_i - c$ калярный сейсмический момент каждого афтершока или фонового землетрясения [2].

Фоновая сейсмичность оценивалась за один и тот же временной период (50 лет). Длительность серии повторных толчков, независимо от магнитуды главного землетрясения, была ограничена одним годом (аналогично публикации [3]). Повторные толчки сильнейших внутриплитных землетрясений укладываются в пределы года, а при меньших магнитудах главных событий (M=6.9-7.3) фиксируются в течении нескольких месяцев.

На фоне комплексной сейсмотомографической модели Азии (срез глубины 50 км, на основе [4, 5] с добавлением новых данных каталога ISC) построены карты-схемы следующих распределений: значений суммарных сейсмических моментов афтершоковых последовательностей в эпицентре каждого главного землетрясения; значений суммарных сейсмических моментов фоновой сейсмичности; значений суммарных сейсмических моментов афтершоковых последовательностей в комплексе со значениями скалярного сейсмического момента главных событий.

Мы отдаем себе отчет в том, что использовать срез комплексной сейсмотомографической модели Азии на глубине 50 км при оценке распределения очагов главных событий в слое 7–40 км в деталях некорректно, но в целом по территории допустимо, учитывая, что области изменения скоростей в вертикальном направлении меняются постепенно, тем более, что во многих районах земная кора достигает значения 70 км, в частности, на Тибете, Центральном Памире.

Интересные зависимости обнаруживаются в результате сопоставления карты скоростей с распределением сильных коровых очагов землетрясений которые в основном тяготеют к зонам смены знака аномалий скорости Р-волн. 24 землетрясения располагаются на границах этих зон, 3-и землетрясений в зоне пониженных скоростей на территории Тянь-Шаня и Памира и 4 землетрясения в зоне повышенных скоростей.

Наибольшие значения суммарных скалярных сейсмических моментов (Мо sum fon = e + 27 - e + 28), высвободившихся в процессе реализации фоновой сейсмичности, располагаются в пределах отрицательных аномалий скоростей Р-волн (Памир, Тянь-Шань), а также вдоль границ смены знака аномалий (Памир, Тибет, Бирмские горы).

Преобладающие значения суммарных скалярных сейсмических моментов (Мо sum af = e+25) за счет афтершоковых процессов рассредоточены в областях смены знака P-аномалий на Тибете, в Среднеиранских и Бирмских горах. В результате расчетов обнаружена интересная особенность: при высвобождении скалярных сейсмических моментов в процессе афтершоковой деятельности и главного события получено два значения (Мо sum af + Мо гл = e+26 и Мо sum af + Мо гл = e+27). Так, землетрясения и их афтершоки с большими значениями располагаются в областях положительных аномалий скорости P-волн (Тибет) и в контрастных зонах смены знака аномалий, а с меньшими значениями - в пределах областей отрицательных аномалий скорости P-волн (Памир, Тянь-Шань) и на границах смены знака аномалий.

Работа выполнена при поддержке проектов Φ НИ FWZZ-2022-0021 и FWZZ-2022-0017.

- [1] Das Ranjit, Wason H.R., Sharma M.L. Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude // Natural Hazards, 2011, v. 59, p. 801–810.
- [2] Лутиков А.И., Родина С.Н. Временные и энергетические параметры афтершокового процесса Курило-Камчатских землетрясений // Геофизические исследования, 2013, т. 14 (4), с. 23–35.
- [3] Баранов С.В., Шебалин П.Н. Оценивание области афтершоковой активности по информации об основном толчке // Геофизические исследования, 2018, т. 19(2), с. 34–56.
- [4] Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics, 2010, v. 486 (1–4), p. 81–100.
- [5] Koulakov I. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2011, v. 116, 04301.



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В УГЛИФИЦИРОВАННЫХ ФРАГМЕНТАХ ДРЕВЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ (ГЕРМАНИЕНОСНЫХ ЛИГНИТАХ) НИЖНЕ-КАССКОГО УЧАСТКА

Е.В. Лазарева 1 , Д.Г. Козьмин 2 , И.С. Кириченко 1 , Б.Ю. Сарыг-оол 1 , Н.Н. Добрецов 1

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ² Красноярск, ООО «Кас», lazareva@igm.nsc.ru

Германий весьма востребован в производстве современной высокотехнологичной аппаратуры, но является рассеянным элементом, среднее его содержание в земной коре оценивается различными авторами от 1.3–1.9 г/т [1, 2]. Элемент практически не формирует собственных месторождений и добывается попутно. Одним из основных источников Ge в мире являются бурые угли, содержащие в среднем 84 г/т Ge [3]. Повышенные концентрации Ge в угольных разрезах (до 2500 г/т) расположены, как правило, локально, и представляют маломощные пласты или отдельные зоны. Причины накопления Ge, по-прежнему, дискутируются в мировой литературе, хотя большинство исследователей прослеживает взаимосвязь повышенных содержаний в угленосных толщах с гидротермальными и/или вулканогенно-гидротермальными растворами.

Углифицированные древесные остатки в отечественной литературе называются «лигнитами», в отличие от зарубежных работ, определяющих его как «лигнитизированная древесина» (lignitized wood). Древесины остатки, обогащенные Ge, как правило, содержаться в угольных пластах [4–6], и редко наблюдаются отдельно. Месторождение, обсуждаемое в данном исследовании, отличается от традиционных, поскольку сложено исключительно германиеносными лигнитами, залежи которых расположены по течению рек Енисей, Кас и Сым [7, 8]. Содержания Ge в лигнитах на Нижнее-Касском участке составляют от 40 до 600 г/т [9]. Наиболее обогащены крупные древесные фрагменты. Вмещающие отложения представляют собой слои слаболитифицированного песчаника, насыщенные обломками лигнитов. Песчаник характеризуется высоким содержанием тяжёлой фракции, в которой распространены циркон и монацит, встречается самородное золото. Среди лингнитоносных отложений также распространены сульфидные (пирит-марказитовые) конкреции, иногда тесно ассоциирующие с лигнитами, а в некоторых местах разнесённые в разрезе. Окисление этих образований при выводе на поверхность может быть причиной формирования кислых растворов.

Фрагменты лигнитов носят следы переноса и механической деформации, связанной с переотложением уже углифицированной древесины [7]. Вопрос источника лигнитов и Ge в них остаётся открытым. Закономерности распределения элементов в органическом или углифицированном веществе могут дать ключ к реконструкции состава растворов, с которыми вещество контактировало в процессе накопления элементов [10]. В данной работе представлены результаты изучения распределения микроэлементов в лигнитах Нижнее-Касского участка.

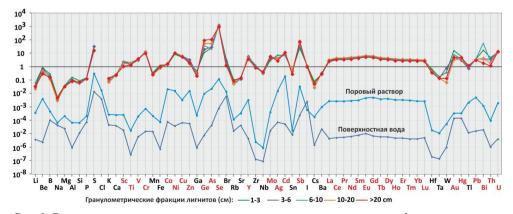
Содержание элементов определено методами РФА-СИ и ICP-MS. Метод РФА-СИ реализован на станции элементного анализа ВЭПП-3. Методом непрерывного сканирования РФА-СИ исследовано распределение содержания элементов в углифицированном фрагменте древесного ствола от края к центру поперёк годовых колец. Минеральный состав вещества исследован на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd).

В лигнитах, как крупных, так и мелких фракций присутствую следы деятельности микроорганизмов. В углифицированном веществе распространены кремнистые сферолиты диаметром 2 μ m. В ассоциации с кремнистыми фоссилиями установлены аутигенные минерал Ті (с примесью Fe, V) и монацит-Се. Характерно, что содержание Th в последнем < 1%.

Лигниты, помимо Ge обогащены относительно средних содержаний в земной коре Cr, Ni, V, Ti, Co, Be, Zr, Sc, Mn, Y, REE, как уже сообщалось ранее [8, 9], и As, Se, Mo, Au, Hg, Pb, Bi, Th, U (как выявлено в данном исследовании, рис. 1). Многие из перечисленных элементов типичны для углей Западной Сибири [11]. Некоторые элементы неравномерно распределены между различными гранулометрическими фракциями (рис. 1). Содержание Ge, Mo и Sr увеличивается от мелких к более крупным фракциям, а содержание Br, Ti, Au и Th снижется.

Элементы неравномерно распределены в крупных фрагментах древесины. Ранее уже было показано, что содержание Ge равномерно снижается от центра к краю древесного ствола, а края, напротив, обогащены Ti и Fe [9]. В данном исследовании авторы расширили спектр анализируемых элементов. Большая часть элементов (Fe, Ca, Ti, Mo, Se, Sn, Br, U), содержащихся в лигнитах в различных концентрациях имеет единообразное распределение — содержания их увеличиваются к краям фрагмента вне зависимости это часть целого ствола или его осколок. Такое распределение может свидетельствовать о насыщении фрагмента элементами уже в виде данного осколка (рис. 2).

Ко второй группе элементов относятся Ni, Cu, Pb, As, Y, Zr, La, их содержание увеличивается на краях ствола. Такое распределение могло образоваться в том случае, если древесина накапливала элементы в «целом состоянии», до отделения фрагмена. К третьей группе относятся Ge, Ga, V, Zn, Cd, Cr, Sb. Наиболее высокие



 $Puc.\ 1.$ Средние содержания элементов в различных гранулометрических фракциях лигнитов участка Нижнее-Касский, нормированные на среднее содержание в верхней земной коре [1].

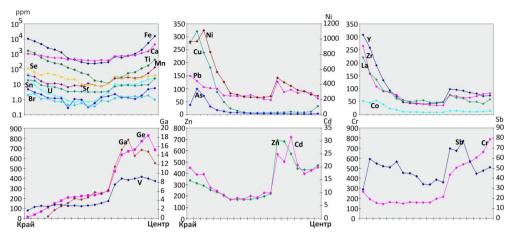


Рис. 2. Распределение элементов внутри углифицированного остатка от края к центру ствола поперёк годовых колец (деление оси X соответствует 1 мм).

содержания для элементов этой группы наблюдаются во внутренней части ствола. Причём, содержания Ge, Ga, V слегка снижаются с обоих краёв фрагмента, что может свидетельствовать о вымывании элементов уже в современных отложениях.

Сопоставление закономерностей распределения элементов в лигнитах, современных поверхностных водах и поровых растворов лигнитоносного горизонта указывают на схожесть в некоторых частях спектра (REE), но не полную идентичность. Совокупность данных говорит о том, что элементы в лигнитах накапливались в результате различных, процессов, возможно разнесённых во времени. Следовательно, для реконструкции состава растворов контактирующих с лигнитами на разных этапах, следует разделить краевые и центральные части крупных стволов.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№122041400193-7) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. В работе использовалось оборудование ЦКП «СЦСТИ» на базе УНУ "Комплекс ВЭПП-4 — ВЭПП-2000" в ИЯФ СО РАН.

- [1] Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // Reviews of geophysics, 1995, v. 33 (2), p. 241–265.
- [2] Höll R., Kling M., Schroll E. Metallogenesis of germanium—A review // Ore Geology Reviews, 2007, v. 30 (3–4), p. 145–180.
- [3] Ketris M.P., Yudovich Y.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 (2), p. 135–148.
- [4] Frenzel M., Ketris M.P., Gutzmer J. On the geological availability of germanium // Mineralium Deposita, 2014, v. 49, p. 471–486.
- [5] Seredin V.V., Finkelman R.B. Metalliferous coals: a review of the main genetic and geochemical types // International Journal of Coal Geology, 2008, V. 76 (4), p. 253–289.
- [6] Yudovich Y.E. Notes on the marginal enrichment of Germanium in coal beds // International Journal of Coal Geology, 2003, V. 56 (3–4), p. 223–232.

- [7] Оценка германиеносности мезо-кайнозойских лигнитов в бассейнах рек Кас и Сым. Отчёт по работам 1999–2004 гг. ОАО "Красноярскгеология, 2004, 236 с.
- [8] Озерский А.Ю., Еханин А.Г., Перспективы изучения и освоения ресурсов германия в нижнемеловых лигнитах касской площади // Известия Томского политехнического университета, 2009, т. 314 (1), с. 41–43.
- [9] Наидко В.И., Макаров В.А., Козьмин Д.Г., и др. Геологические и геохимические особенности германиеносных лигнитов мелового возраста среднего течения Енисея // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (1), с. 101–113.
- [10] Lazareva E.V. Myagkaya I.N., Kirichenko I.S., Gustaytis M.A., Zhmodik S.M. Interaction of natural organic matter with acid mine drainage: In-situ accumulation of elements // Science of the Total Environment, 2019, v. 660, p. 468–483.
- [11] Арбузов С.И. Металлоносность углей Сибири // Известия Томского политехнического университета, 2007, т. 311 (1), с. 77–83.



АКТИВИЗАЦИИ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

П.С. Лапин, Н.А. Бушенкова

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, lapinps@ipgg.sbras.ru, bushenkovana@ipgg.sbras.ru

В работе представлены предварительные результаты по выявлению современных тектонических процессов на основе анализа рельефа и сопоставления со скоростной структурой коры и верхов мантии по данным сейсмотомографии. С этой целью проведены исследования по оценке современного рельефообразования, как следствия эндогенных и экзогенных процессов в комплексе. В пределах центральной части Камчатского региона осуществлена оценка деятельности эндогенного процесса на завершающей стадии проявления неотектонических движений.

В последние годы появились работы, в которых рассматриваются вопросы тектонического районирования Камчатки, в том числе её центральной части [1]. Однако, для решения теоретических и практических задач по выявлению современных процессов тектонической активизации актуальным является выявление особенностей в развитии древних структур и их границ, которые почти на всей территории Камчатки перекрыты кайнозойским чехлом.

Современные формы рельефа центральной части Камчатского полуострова созданы рельефообразующими процессами, среди которых преобладают вулканизм и неотектонические движения. Их дифференциация привела к окончательному формированию основных морфоструктур территории. Выделяются положительные морфоструктуры — Срединный и Восточный хребты, которые разделены рифтогенной депрессией р. Камчатка, Западные отроги Срединного хребта сочленяются с морфоструктурой Западно-Камчатской низменности (блока/микроконтинента [2, 3]). На востоке обособляются низкогорные сооружения восточных полуостровов — Кроноцкого и Шипунского. Помимо морфоструктур, на исследуемой территории выделяется серия разломов и надвигов.

Основные структуры рельефа и главные разломы так или иначе проявляются в сейсмических характеристиках. Так, в сейсмотомографической модели надсубдукционного клина в центральной зоне Камчатки [4, 5] вдоль Малко-Петропавловской разломной зоны (МПЗ) и далее на восток отчетливо прослеживается область влияния Авачинского трансформного разлома. А в районе западного побережья Камчатки контрастная южная граница низкоскоростной аномалии маркирует южную оконечность Западно-Камчатского блока/микроконтинента и практически совпадает с разломом, погребенным под молодыми образованиями [5]. Низкоскоростная аномалия в районе пос. Малки маркирует южную оконечность Срединного хребта, где кора претерпела множественные деформации вследствие омоложения субдукции [4–6], вызванного аккрецией Кроноцкой палеодуги. Большинство вулканических построек, особенно активных в настоящее время, имеют мантийные корни, про-

явленные низкоскоростными аномалиями, связывающими магматический очаг под вулканом с погружающимся слебом (отрицательные аномалии сейсмических скоростей маркируют области выделения и подъема флюидов). Корме того, расположение моногенных вулканических шлаковых конусов в восточной части МПЗ [7] соотносится с восточным краем низкоскоростной аномалии S-волн на глубине 40 км, что позволяет говорить о мантийной глубине магматических камер — вероятных источников проявленного в рельефе этой территории голоценового моногенного вулканизма. Поэтому, для дальнейшей геодинамической интерпретации сейсмотомографических результатов возникает потребность максимально детально проанализировать скоростную модель коры и верхов мантии совместно структурами генерализованного рельефа, восстановить историю его формирования.

Современный рельеф центральной зоны Камчатки формировался и формируется под действием эндогенных и экзогенных процессов, взаимодействие которых реализуется в рельефообразующем процессе. Оценить деятельность рельефообразующего процесса можно с привлечением ряда морфометрических показателей, которые уже более века применяются в геоморфологии (например, [8–11]. В настоящей работе применялся и анализировался показатель общего эрозионно-денудационного расчленения рельефа, в соответствии с [12]. Отличия заключаются в выборе морфотипа далее неделимой части исследуемой территории. В нашей работе он выбирался с условием присутствия в его пределах основной морфологической триады: водораздел – склон – днище долины. В результате построена схема общего показателя эрозионно-денудационного расчленения рельефа и осуществлено сопоставление полученных данных с тектоническими особенностями строения исследуемой территории, а также со структурами, выявленными в работах [1, 4, 5]

По результатам сопоставлений установлены соответствия между пространственным расположением морфоструктур и разломов, выявленных по геолого-геофизическим данным, и проявлением неотектонических движений на последнем этапе их активизации.

Полученные результаты имеют большое значение, поскольку рельеф исследуемой территории приобрел современный облик в течение последнего рельефообразующего этапа (среднеплейстоцен-голоценовый).

Работа выполнена в рамках государственных заданий FWZZ-2022-0008 и FWZZ-2022-0017.

- [1] Есин Е.И., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Пространственные корреляции особенностей рельефа, гравитационного поля и аномалий скоростей сейсмических волн центральной зоны Камчатского региона // Геология и геофизика, 2024, 65(2), 303–318.
- [2] Апрелков С.Е., Попруженко С.В. Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэлаят срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки // Тихоокеанская геология, 2009, 28(4), 90–104.
- [3] Литвинов А.Ф., Патока М.Г., Марковский Б.А., Фролов Ю.Ф., Коляда А.А., Поздеев А.И. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1: 500 000 // Тихоокеанская геология, 1999, 18(5), 122–123.
- [4] Bushenkova N., Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Shapiro N., Gordeev E., Chebrov D., Abkadyrov I., Jakovlev A., Stupina T., Novgorodova A., Droznina S. Huang H. Con-

- nections between arc volcanoes in Central Kamchatka and the subducting slab inferred from local earthquake seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2023, 435, 107768.
- [5] Бушенкова Н.А., Кучай О.А. Структура краевых областей Малко-Петропавловской разломной зоны по данным локальной сейсмотомографии и механизмам очагов землетрясений // Геология и геофизика, 2023, 64(10), 1485–1496.
- [6] Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2003, 1, 32–59.
- [7] Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A., Larionova Y., Perepelov A., Khubaeva O. Pleistocene-Holocene Monogenetic Volcanism at the Malko-Petropavlovsk Zone of Transverse Dislocations on Kamchatka: Geochemical Features and Genesis // Pure and Applied Geophysics, 2022, 179, 3989–4011.
- [8] Волков Н.М. Принципы и методы картометрии. М.: Изд-во АН СССР, 1950, 328 с.
- [9] Шарапов И.П. Функции распределения высоты рельефа // Рельеф Земли и математика / Под ред. А.С. Девдариани. М.: Мысль, 1967, 72–79.
- [10] Ласточкин А.Н. Морфометрические исследования в геоморфологии. І. Классификация морфометрических построений и характеристик // Вестн. Лен. ун-та. Сер. 7. Геология, география, 1987, 3 (11), 44–53.
- [11] Якименко Э.Л. Морфометрия рельефа и геология. Новосибирск: Наука. 1990. 201 с.
- [12] Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. 2-е изд., М.: Недра, 1985, 184 с.



БИОГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОЛОЦЕНОВОГО РАЗРЕЗА ОЗЕРА КОТОКЕЛЬ (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Г.А. Леонова, А.Е. Мальцев, С.К. Кривоногов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, leonova@igm.nsc.ru

Озеро Котокель (юг Восточной Сибири) не подвергалось промерзанию в ледниковые периоды и существовало длительное время в виде изолированной системы. В нем накапливался мощный слой органических озерных илов, хранящий записи изменения природной среды с высоким временным разрешением для последних нескольких десятков тысяч лет. Донные отложения озера надежно датируются AMS¹⁴C-методом практически с любой детальностью. Оз. Котокель расположено в бассейне оз. Байкал. Оно занимает третье место по площади после озер Хубсугул (Монголия) и Гусиное (Бурятия) [1].

Известны разноплановые исследования оз. Котокель. Так, палинологические исследования и AMS¹⁴C датирование седиментационных разрезов донных отложений оз. Котокель позволили впервые для этой территории реконструировать динамику климата и ландшафтов в позднем ледниковье и голоцене с временным разрешением около 120 лет. Полученные результаты уточнили характер изменений региональной растительности, а надежная возрастная модель обеспечила проведение внутрирегиональных и межрегиональных корреляций изменений природной среды [2].

Издана монография [3], посвященная биоразнообразию и экологии оз. Котокель и его водосбора. Она подготовлена на основе комплексных исследований нескольких институтов, выполненных в связи с неблагоприятной экологической обстановкой в озере, обусловленной интенсивной рекреационной нагрузкой и экспансией чужеродного растения — элодеи канадской и последующего ее отмирания. При отсутствии каких-либо мелиоративных работ в озере усилились процессы антропогенной эвтрофикации. С апреля 2008 г. в озере началась массовая гибель рыб, а затем заболевание населения, диагностируемое как гафская болезнь (парез скелетной мускулатуры и острая почечная недостаточность).

Оз. Котокель занимает большую часть Котокельской впадины, расположенной на юго-восточном побережье Среднего Байкала в 2 км от него. Озеро находится на сниженной тектонической ступени, заполненной песчаными отложениями, имеет превышение над оз. Байкал немногим более 2 м. Длина озера 15 км, средняя ширина 4.6 км, средняя глубина 4.0–4.5 м, площадь акватории 70 км², площадь водосбора 183 км², мощность озерных отложений до 20 м.

В сентябре 2012 г. в центральной части оз. Котокель (52°79′50″ с.ш., 108°13′39″ в.д.) с понтонной установки нами пробурена скважина глубиной 14.5 м буром Livingston-type piston corer с набором штанг общей длиной 30 м. Вибрационная технология бурения позволила получить непрерывный керн озерных отложений с ненарушенной структурой длиной 14.5 м.

Таблица 1 Радиоактивность верхних слоев сапропеля оз. Котокель, Бк/кг

Горизонт, см	U-238	Pb-210	Ra-226	Ac-228	Cs-137	K-40
0-2	54	426	21	22	169	112
2-4	53	304	24	18	117	102
4-6	50	298	22	27	84	106
6-8	50	183	22	20	43	106
8-10	50	120	22	25	33	111
10-12	51	112	22	30	33	134
12-14	51	74	25	27	26	149
14-16	51	56	25	37	35	112
16-18	50	64	17	31	17	107
18-20	51	57	22	27	20	132
22-33	47	62	20	20	21	110
33-44	51	56	22	21	11	125
44-55	57	51	25	24	11	144
55-66	53	30	24	23	4.2	154
66-77	55	20	28	25	<2	159
77-88	51	14	31	23	<2	178
88-99	47	16	16	21	<2	153
99-110	48	13	13	23	<2	153

Основными продуцентами органического вещества в озере является фитопланктон: наиболее разнообразно представлены цианобактерии -22 вида, зеленые водоросли -6, диатомовые -4 вида. В прибрежной зоне озера абсолютно доминировали цианобактерии *Microcystis aeruginosa* (>99%).

Установлена радиоактивность верхних слоев (0–110 см) сапропеля оз. Котокель (табл. 1). Концентрации 238 U по глубине разреза варьировали от 47 до 57 Бк/кг. Концентрации 226 Ra в горизонте 66–88 см составляли 28–31 Бк/кг относительно концентраций 226 Ra в вышележащих горизонтах – 17–24 Бк/кг. Возможно, это повышение вызвано сдвигом радиоактивного равновесия по отношению 238 U в сторону 226 Ra. Несвязанный с 226 Ra в донных отложениях атмосферный 210 Pb варьировал в разрезе от 426 до 13 Бк/кг.

Элементный состав органического вещества сапропеля оз. Котокель представлен в табл. 2. Содержание углерода и азота составляли 56,28 и 6,48 масс. % соответственно.

Распределение основных биогенных элементов (H, N, S, P) по глубине разреза планктоногенного сапропеля оз. Котокель выглядит так: интервал 200–400 см характеризуется более высокими содержаниями H, N и более низкими S и P. Стоит отметить довольно высокие содержания S (1.87–2.78 %) в сапропеле озера на фоне очень низких концентраций серы в продуцентах органического вещества – циано-

Таблит Элементный состав органического вещества сапропеля оз. Котокель, в % масс

C	Н	N	S	О	C/N	C/H	C/O
56.28	6.21	6.48	1.65	29.38	8.68	9.06	1.92

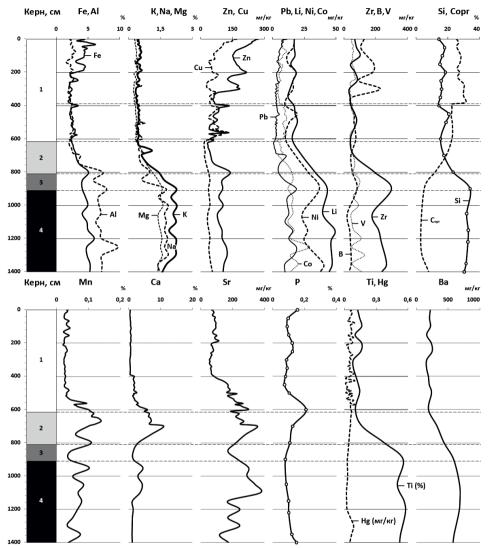


Рис. 1. Распределение химических элементов по разрезу отложений оз. Котокель. 1) планктоногеный сапропель; 2) высокозольный планктоногенный сапропель; 3) органоминеральный осадок; 4) минеральные отложения.

бактериях (0.2 %). Причиной высоких значений S в сапропеле может быть обогащение серой осадка в составе сульфидов железа (прежде всего пирита), образующихся вследствие бактериальной сульфатредукции при восстановлении SO_4^{2-} .

Получены первые данные по распределению химических элементов по разрезу донных отложений оз. Котокель (рис. 1). Верхние интервалы отложений имеют более высокие значения Fe в сравнении с нижележащими горизонтами. Интервалы отложений (600–800 см), в которых присутствуют карбонаты, характеризуются повышенными содержаниями Mn, Ca, Sr. Переходный интервал (595–605 см) между низкозольным и высокозольным сапропелем маркируется резким увеличением P до 0.21 %. Подстилающие минеральные отложения (800–1400 см) характеризуются

повышенными значениями «терригенных» элементов – Si, Al, K, Na, Ti, Zr, Ni, Li, а также Mg, Pb, Ba. Для донных отложений характерны повышенные содержания Cu и Zn в самых верхних интервалах (0–10 см). Для этих же интервалов отмечены повышенные концентрации Hg и Pb, что связано с антропогенной нагрузкой на экосистему озера в XX–XXI вв.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400193-7.

- [1] Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С. Озеро Котокель опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // ДАН, 2008, т. 420, № 2, с. 248–253.
- [2] Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 2, с. 586–595.
- [3] Убугунов Л.Л., Пронин Н.М., Меркушева М.Г., Базова Н.В., Аненхонов О.А., Афанасьева Л.В., Родченко О.П. Озеро Котокельское: природные условия, биота, экология. Рос. академия наук, Сиб. отд-ние, Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2013, 340 с.



ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ, ПРИРОДА ПРОТОЛИТОВ, *P-T* ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД АНГАРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

И.И. Лиханов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа (ЕК), представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона (СК), важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозой в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднемезопротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2—0.9 млрд лет [1]. Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген, сформировавшийся в диапазоне гренвильского (980—910 млн лет) и постгренвильского (880—720 млн лет) циклов [2].

С другой стороны, на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет, в ряде работ сделан вывод об отсутствии на ЕК событий гренвильского возраста, что привело к противоречивой трактовке вопросов эволюции региона.

Мы считаем, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли.

В пределах Сибирского кратона в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской и вальгальской складчатости рассматриваются гранитогнейсовые купола, гранитоиды Гаревского комплекса и метапелиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов, проявленные в структурах Северного и Южного Енисейского кряжа [3–9]. Геохимические аспекты, петрогенезис и возраст метаморфизма орто- и парапород Ангарского комплекса (АК), расположенного в области сочленения данных сегментов орогена, изучены слабо. Для восполнения этого пробела мы обсуждаем особенности происхождения контрастных по составу пород АК, условия их метаморфизма и геохронологические свидетельства мезо-неопротерозойских событий в эволюции региона. Такие исследования важны для понимания процессов, сформировавших их тектонический облик, и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении СК в состав суперконтинента Родиния.

АК расположен в зоне сочленения мезо-неопротерозойских структур Заангарья с архей-палеопротерозойскими комплексами Ангаро-Канского выступа ЕК. В геологическом строении региона принимают участие осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии мезопротерозоя и залегающие на них с несогласием верхнерифейские отложения широкинской серии, пронизанные дайками долеритов. Среди метатерригенных отложений нижних горизонтов сухопитской серии в береговых обнажениях р. Ангары развиты вулканогенные образования Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса (РПВП). Здесь нижняя часть разреза представлена массивными среднезернистыми амфиболизированными метагаббро-диабазами и метадолеритами. Из пород сухопитской серии в районе исследования наиболее широко распространены отложения удерейской свиты, представленные глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, песчаников, известняков и кварцитов.

Магматические протолиты низкотитанистых метабазитов РПВП образовались при плавлении деплетированного верхнемантийного источника, продуцирующего базальты N-MORB, тогда как формирование высокотитанистых пород происходило из обогащенных мантийных источников, ответственных за образование E-MORB базальтов. Протолиты метабазитов дайковых тел р. Тасеевой сопоставимы с внутриплитными базальтами и толеитовыми базальтами океанических островов. В последовательности тектонических событий в эволюции ЕК образование более примитивных по химическому составу базальтов могло происходить на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. А более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата на более поздних этапах спрединга.

Железисто-глиноземистые метапелиты представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинитового (широкинская серия) и монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистого (сухопитская серия) составов, образованных за счет размыва палеопротерозойских гранитогнейсов СК (широкинская серия) с вовлечением в область эрозии вулканогенной примеси пород основного и среднего состава (сухопитская серия) [10].

Результаты геотермобарометрии показали видимые различия в пределах погрешностей методов по P-T параметрам формирования толщ разного химического состава: 4.9-7.6 кбар/580-650 °C — метабазиты; 4.1-6.6 кбар/490-610 °C — метапелиты. Ошибки определения P-T параметров при совместном использовании геотермометров и геобарометров, вычисленные с учетом аналитических погрешностей и энтальпии реакций, не превышают ± 30 °C и ± 0.5 кбар [11]. Метаморфизм этих пород отвечал условиям эпидот-амфиболитовой фации и параметрам её перехода к амфиболитовой фации. Данные оценки приближаются к P-T условиям кианитсиллиманитового метаморфизма Тейского комплекса в Северном ЕК [12].

Для спектров роговых обманок, выделенных из метабазитов РПВП, получены плато с 40 Ar/ 39 Ar возрастами 1183 ± 9.8 и 1087.1 ± 11.3 млн лет. Эти датировки коррелируются с шавининганской (1.19–1.14 млрд лет) и оттаванской (1.08–1.02 млрд лет) фазами орогенеза в гренвильском поясе (Лаврентия) и арендальской фазой (1.14–1.08 млрд лет) в свеконорвежском складчатом поясе (Балтика) [1]. В низкотемпературных частях спектров изученных амфиболов установлены два промежуточных плато с более молодыми возрастами 864 ± 11.7 и 865.4 ± 12.3 млн лет. Причем для них фиксируется понижение Ca/K отношения (от 10 до 1), что свиде-

тельствует в пользу поздних наложенных процессов при омоложении системы амфибола, приводящей к частичной потере радиогенного ⁴⁰Ar. Последнее может иметь место при повторном нагреве, сопровождаемом перекристаллизацией минерала, что подтверждается более высокими, по сравнению с температурой закрытия роговой обманки, Р-Т параметрами коллизионного метаморфизма. Эти значения согласуются с датировками метабазитов, полученными по биотитам (867.5 ± 7.4 млн лет), что свидетельствует о двух этапах в термической истории пород. В спектрах биотитов из метапелитов сухопитской серии наблюдается четкое плато с возрастом 849.1 ± 9.1 млн лет, соответствующее остыванию пород до температуры закрытия K-Ar изотопной системы в биотите (330–360 °C). С учетом рассчитанной максимальной величины длительности подъема пород, такой возраст должен быть не древнее 864 млн лет, что в пределах ошибки совпадает с ⁴⁰Ar-³⁹Ar возрастами позднего этапа в метабазитах. В качестве близких возрастных аналогов таких событий в пределах ЕК могут быть рассмотрены породы Тейского комплекса, подвергшиеся позднерифейскому (864–849 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений [12].

Оценки возраста позднего этапа метаморфизма 724 ± 14 млн лет (СКВО = 0.35) получены по монациту из Grt-Bt плагиогнейса АК (р. Тасеева), что является геохронологическим свидетельством позднего импульса аккреционно-коллизионных событий вальгальской орогении на западной окраине СК на заключительной стадией эволюции орогена. К этому интервалу времени в регионе приурочена активизация магматической деятельности с формированием лейкогранитов ряда массивов Глушихинского комплекса (731 ± 5 , 721 ± 20 и 718 ± 9 млн лет) вблизи Приенисейской зоны разломов [13].

Новые датировки пара- и ортопород АК ЕК свидетельствуют о проявлении двух импульсов мезо-неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине СК. Ранний этап (1.18—0.85 млрд лет) связывается с гренвильской тектоникой, поздний — с постгренвильскими аккреционно-коллизионными процессами вальгальской складчатости. Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает современные палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях между этими кратонами и их вхождении в состав Родинии [14].

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

- [1] Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17 (3), с. 29–45.
- [2] Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology, 2010, v. 38, p. 99–102.
- [3] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 881–891.

- [4] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В, Сухоруков В.П. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // Петрология, 2013, т. 21 (6), с. 612–631.
- [5] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, т. 48 (5), с. 32–53.
- [6] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Р-Т-t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1031–1056.
- [7] Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geol. Society, London, Spec. Publ., 2019, v. 478, p. 89–115.
- [8] Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland), 2022, v. 12, No. 11, Art. 402.
- [9] Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология, 2023, т. 31 (1), с. 49–80.
- [10] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия, 2008, т. 46 (1), с. 20–41.
- [11] Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology, 2004, v. 22, No. 8, p. 743–762.
- [12] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полимета-морфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии Наук, 2011, т. 436 (4), с. 509–514.
- [13] Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия, 2015, т. 53 (8), с. 675–694.
- [14] Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science, 2003, v. 300, p. 1379–1381.



ИЗОТОПЫ УРАНА В СНЕГОВЫХ ВЫПАДЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.А. Ломова, М.С. Мельгунов, К.А. Мезина

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, lomovaaa@igm.nsc.ru, mike@igm.nsc.ru, mezinaka@igm.nsc.ru

Фракционирование изотопов тяжелых элементов в природных условиях считалось невозможным до тех пор, пока в 1953 г. В.В. Чердынцевым и П.И. Чаловым не было открыто фракционирование четных изотопов урана [1]. Было установлено, что отношения активностей дочернего и материнского изотопов (234 U/ 238 U) в природных водах часто не соответствует вековому радиоактивному равновесию [2]. В качестве основной причины нарушения равновесия ²³⁴U/²³⁸U при переходе из твердой фазы в жидкую рассматривается процесс альфа-распада ²³⁸U, в результате которого в кристаллической решетке минералов образуются области разупорядочения. Однако само разделение происходит только при взаимодействии твердой фазы (минералы) с жидкой фазой (природные воды). Неравновесный уран является естественным индикатором физико-химических процессов, протекающих в водноэкологических системах, на основе которого можно получить информацию о генезисе водных источников, для решения широкого круга прикладных задач геоэкологии, геохронологии, а также фиксировать особенности изменения климата и гидрологической обстановки отдельных регионов [3]. Целью данной работы является определение отношений активностей четных изотопов урана в атмосферных выпадениях на территории севера и юга Западной Сибири.

Получены данные о содержаниях изотопов ²³⁸U и ²³⁴U в составе снеговых выпадений с территорий севера (Ямало-Ненецкий автономный округ) и юга (Новосибирская область, Алтайский край) Западной Сибири. Были отобраны 32 интегральные пробы снега, из которых при таянии получалось до 26 л снеговых вод. Полученные воды последовательно фильтровали через два фильтра: фильтр «синяя лента» (средний размер пор 3 мкм) и мембранный ацетатный фильтр 0,45 мкм. Полученные в результате фильтрования растворы упаривали до сухого остатка. Определение активностей изотопов урана в выделенных гранулометрических фракция взвешенного вещества снеговых вод проводилось альфа-спектрометрическим методом на альфа-спектрометре ALPHA-ENSEMBLE-8 с кремниевыми детекторами высокого разрешения ENS-U300. Радиохимическую подготовку для определения изотопов ^{234,238}U осуществляли согласно стандартизованной методике измерения [4].

В работе изучено распределение содержаний изотопов урана по двум выделенным гранулометрическим фракциям взвешенного вещества снеговых вод. Исследование проведено для фоновых территорий и территорий, подверженных антропогенному воздействию. В табл. 1 приведены усредненные значения содержаний изотопов урана и их отношений в разных гранулометрических фракциях снеговых выпадений с учетом разделения исследованных территорий на фоновые и находя-

Таблица 1 Усредненные содержания изотопов урана в снеговых выпадениях

	Фракция	²³⁸ U, мБк/л	²³⁴ U, мБк/л	²³⁴ U/ ²³⁸ U
	>0.45 мкм	0.52	0.72	1.4
Юг (фон)	<0.45 мкм	0.20	0.37	1.8
	Сумма	0.73	1.09	1.5
	>0.45 мкм	3.48	6.34	1.6
Юг (антроп.)	<0.45 мкм	0.85	1.78	1.9
	Сумма	4.33	8.13	1.7
	>0.45 мкм	0.22	0.28	1.3
Север (фон)	<0.45 мкм	0.06	0.11	1.7
	Сумма	0.28	0.38	1.4
	>0.45 мкм	1.35	2.79	1.9
Север (антроп.)	<0.45 мкм	0.04	0.06	1.5
	Сумма	1.39	2.85	1.9

щиеся под антропогенной нагрузкой. Анализ результатов, приведенных в табл. 1, показывает следующее. Для фоновых регионов севера наблюдаются значительно более низкие содержания изотопов урана по сравнению с фоновыми регионами юга. В фоновых регионах севера суммарные содержания изотопов урана в среднем составляют $0.28~{\rm M}{\rm K}/{\rm \pi}$ для $^{238}{\rm U}$ и $0.38~{\rm M}{\rm K}/{\rm \pi}$ для $^{234}{\rm U}$ при изотопном отношении $^{234}{\rm U}/^{238}{\rm U}=1.4$. В фоновых регионах юга суммарные содержания изотопов урана в среднем составляют $0.73~{\rm M}{\rm K}/{\rm \pi}$ для $^{238}{\rm U}$ и $1.09~{\rm M}{\rm K}/{\rm \pi}$ для $^{234}{\rm U}$ при изотопном отношении $^{234}{\rm U}/^{238}{\rm U}=1.5$. Таким образом, при практически одинаковых значениях $^{234}{\rm U}/^{238}{\rm U}$ суммарные фоновые содержания $^{238}{\rm U}$ в $2.6~{\rm pas}$, а $^{234}{\rm U}$ в $2.9~{\rm pas}$ на юге 3a-падной Сибири выше, чем на севере.

Аналогичная картина наблюдается и для территорий, подверженных антропогенному воздействию. Содержания изотопов урана на юге имеют более высокие значения, чем на севере. На севере суммарные содержания изотопов урана составляют $1.39~{\rm M}{\rm K}/{\rm \pi}$ для $^{238}{\rm U}$ и $2.85~{\rm M}{\rm K}/{\rm \pi}$ для $^{234}{\rm U}$ при изотопном отношении $^{234}{\rm U}/^{238}{\rm U}=1.9$. На юге суммарные содержания изотопов урана составляют $4.33~{\rm M}{\rm K}/{\rm \pi}$ для $^{238}{\rm U}$ и $8.13~{\rm M}{\rm K}/{\rm \pi}$ для $^{234}{\rm U}$ при изотопном отношении $^{234}{\rm U}/^{238}{\rm U}=1.7$. Таким образом, при достаточно близких значениях $^{234}{\rm U}/^{238}{\rm U}$ суммарные содержания в регионах с выраженной антропогенной нагрузкой $^{238}{\rm U}$ в 3.1 раз, а $^{234}{\rm U}$ в 2.9 раз на юге Западной Сибири выше, чем на севере. Следовательно, для юга в целом характерны более высокие концентрации изотопов урана в снеговой воде, как для фоновых территорий, так и для территорий с выраженной антропогенной нагрузкой. Стоит также отметить, что и для севера, и для юга характерны повышенные содержания изотопов урана в снеговых выпадениях с территорий, подверженных антропогенной нагрузке, относительно фоновых.

Во всех изученных образцах большая часть урана содержится в крупнозернистой фракции, представляющей собой мелкодисперсные пылевые частицы размерностью >0.45 мкм. Во всех случаях также наблюдается присутствие урана в мелкодисперсной фракции, представленной наноразмерными пылевыми, аэрозольными частицами, коллоидами и растворенной компонентой. Кроме того, во всех изученных образцах наблюдается смещение равновесия с сторону более легкого изотопа

 234 U, причем в подавляющем большинстве случаев изотопные отношения 234 U/ 238 U в мелкодисперсной фракции (<0.45 мкм) несколько выше, чем в крупнозернистой (>0.45 мкм).

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (122041400193-7) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации. Аналитические исследования проведены в «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН».

- [1] Чердынцев В.В., Чалов П.И. Явление естественного разделения урана-234 и урана-238. Открытия в СССР. Мщсква, ЦНИИПИ, 1977, с. 28.
- [2] Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе, 1975, 236 с.
- [3] Тузова Т.В., Ерохин С.А., Загинаев В.В., Ваткинс Д. Неравновесный уран как предпосылка радиоактивного индикатора происхождения поверхностных и подземных вод Центральной Азии // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана, 2019, № 4, с. 85–91.
- [4] Бахур А.Е, Мануилова Л.И., Зуев Д.М., Овсянникова Т.М., Трухина Т.П. Методика измерения удельной активности изотопов урана (²³⁸U, ²³⁴U, ²³⁵U) в образцах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой. Москва, ВИМС, 2013, 15 с.

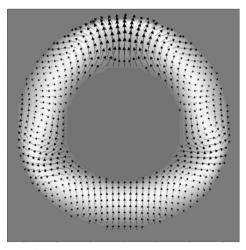


ГЕНЕЗИС ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПЕРВОГО ПРИБЛИЖЕНИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ И БЛИЖАЙШИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ

Б.В. Лунёв, В.В. Лапковский

Новосибирск, Институт нефтяной геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, bobvalmail@mail.ru

В работах авторов [1-6] и других исследователей ([7] и др.) развивается геодинамическая теория первого приближения, в рамках которой удается без введения каких-либо специальных предположений получать связные, внутренне согласованные и соответствующие эмпирическим данным модели геологических процессов, как общепланетарного, так и регионального масштаба. Моделирование конвекции верхней мантии дает описание генезиса связанной системы океан-континент, включая собственно раскрытие океана, формирование срединно-океанического хребта, океанической «плиты» и структуры сопряжения с континентом – зоны субдукции с сопровождающими прогибами и горными сооружениями (рис. 2), а также заложение и развитие эпиконтинентальных осадочных бассейнов (включая историю их заполнения осадками). При этом, учет происходящего в процессе конвекции декомпрессионного плавления мантийного вещества с сепарацией, миграцией и замерзанием расплава дает адекватную картину петрологической зональности верхней мантии и позволяет объяснить некоторые особенности мантийного магматизма. Моделирование конвекции сферического слоя позволяет получить структуру общемантийных течений (рис. 1), которая может объяснить основные черты актуальной



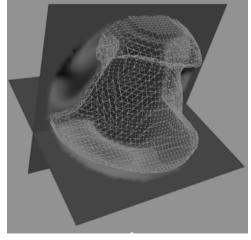


Рис. 1. Результат расчета общемантийной конвекции. Оттенками серого показана температура, стрелками – вектора скорости мантийного течения. Отчетливо видна тетраэдрическая конфигурация восходящих и нисходящих потоков.

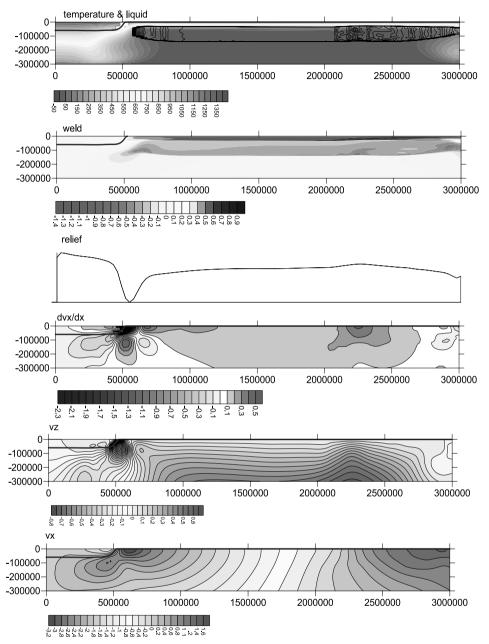


Рис. 2. Структура течения, соответствующие деформации и напряжения, петрологическая зональность и распределение температуры в верхней мантии.

Сверху вниз: 1) распределение температуры показано оттенками серого; тонкая черная линия вверху справа – подошва континентальной коры, в правой части – астенослой, изолиниями показано содержание расплава (в пределах 0.1%); 2) рассчитанная петрологическая зональность: светлая – недеплетированная мантия, серая – деплетированная мантия, верхний темносерый слой – новообразованная океаническая кора базальтового состава; 3) рельеф поверхности – видны СОХ (срединно-океанический хребет) и глубоководный желоб; 4) скорость горизонтальной нормальной деформации – отчетливо

видны связанный с COX максимум (растяжение) и связанный с субдукцией океанического ложа под континент интенсивный минимум (сжатие), ассоциируемый с зоной Беньофа; 5) и 6) – значения вертикальной и горизонтальной компонент вектора скорости течения.

динамики поверхности планеты, а расчет эволюции общемантийной конвекции с учетом влияния основного фазового перехода и моделирования химических реакций в конвектирующем веществе мантии [7] объясняет главные черты глобальной эволюции Земли.

Нам представляется, что развиваемая геодинамическая теория первого приближения может быть основой общей геодинамической теории, синтезирующей результаты различных областей геологии и служащей инструментом моделирования геологических процессов, идеи создания которой активно продвигал в своих работах и выступлениях академик Н.Л. Добрецов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНГГ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] Лунев Б.В., Лапковский В.В. Модель механизма декомпрессионного плавления в конвективно-неустойчивой термической литосфере (первое приближение) // Геодинамика и тектонофизика: Электронный журнал, 2021, т. 12, № 3, с. 485–498.
- [2] Лунев Б.В. Построение ядер для уравнения Стокса в областях со свободными границами на основе решения Ландау «о затопленной струе» // Марчуковские научные чтения 2020 (г. Новосибирск, Россия, 19–23 октября 2020).
- [3] Лунев Б.В., Лапковский В.В. Модель первого приближения формирования эпиконтинентальных осадочных бассейнов вследствие конвективной неустойчивости термической литосферы // Геодинамика и тектонофизика: Электронный журнал, 2018, т. 9, № 4, с. 1363–1380.
- [4] Лунев Б.В., Лапковский В.В. Конвекция термической литосферы и ее геологические следствия в модели первого приближения // Марчуковские научные чтения 2018: Тезисы Международной конференции «Вычислительная математика и математическая геофизика», посвящ. 90-летию со дня рождения акад. А.С. Алексеева (г. Новосибирск, Академгородок, 8–13 октября 2018 г.), Новосибирск, 2018, с. 62–62.
- [5] Лунев Б.В., Лапковский В.В. Развитие конвективной неустойчивости континентальной «термической литосферы», как механизм формирования крупных осадочных бассейнов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН (г. Москва, 3–7 октября 2016 г.): Материалы докладов конференции: В 2-х т. Москва, ИФЗ, 2016, т. 2, с. 522–528.
- [6] Лунев Б.В. О природе верхнемантийной аномалии плотности под Срединно-Атлантическим хребтом и ее роли в рифтогенезе и спрединге // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 9, с. 87–101.
- [7] Котелкин В.Д., Лобковскии Л.И. Циклические закономерности эволюции Земли в рамках термохимической модели мантийной конвекции / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики, Москва, ГЕОС, 2008, с. 437–441.



ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАЗЛИЧНЫХ ПАЧЕК ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН ОНЕЖСКОГО ПРИЛЕДНИКОВОГО ОЗЕРА ПО ДАННЫМ MICRO-XRF САНИРОВАНИЯ

В.И. Малов^{1, 2}, В.Д. Страховенко^{1, 2}, Д.А. Субетто², М.С. Потахин³, Н.А. Белкина³

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, malov@igm.nsc.ru

² Санкт-Петербург, Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена

³ Петрозаводск, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, ФИЦ «Карельский научный центр РАН»

Анализ изменений климата в прошлом и воздействия изменений на пресноводные экосистемы важен для создания моделей, реакций водных экосистем на современные климатические изменения. В этом отношении донные отложения озер представляют собой одни из наиболее информативных объектов для исследований. Такими объектами для изучения периода на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена, который характеризуется деградацией ледника последнего валдайского оледенения, являются малые озера Карелии и Онежское озеро. Малые озера (Полевское, Лавозеро) расположены на территории, затопленной в прошлом водами Онежского Приледникового озера (ОПО) [1]. Донные отложения малых озер и современного Онежского озера, сложены преимущественно позднеплейстоцен-голоценовыми озерно-ледниковыми и озерными осадками. В рамках этой работы изучались плейстоценовые лимногляциальные отложения ОПО, которые встречаются в разрезе малых озер и в Уницкой губе Онежского озера: (1) пачка красновато-коричневого горизонта в ленточных глинах («розовый горизонт»), пачки ленточных глин, залегающих стратиграфически (2) выше и (3) ниже «розового горизонта». Цель работ – на основе данных micro-XRF санирования выявить сходство и различия между различными пачками ленточных глин Онежского Приледникового озера.

Объектом исследования являются плейстоценовые донные отложения Онежского озера и малых озер (Полевское, Лавозеро), расположенных на территории республики Карелия. Отбор колонок донных отложений осуществлялся с применением штангового торфяного бура в зимнее время со льда. Мощность кернов: 14.3 метров – в оз. Полевское; 5.3 м – в Лавозере; 3.6 м – в Уницкой губе.

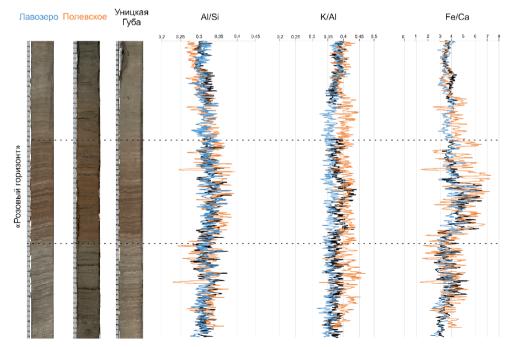
Сканирование кернов донных отложений из Уницкой губы, оз. Лавозеро и оз. Полевское проведено на базе Центра коллективного пользования Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (16 фотографий и профилей сканирования кернов на 17 элементов). Съемка выполнялась с помощью автоматизированной системы комплексного исследования кернов Geotek MSCL-XYZ. Цветовые характеристики осадка измерялись с помощью спектрофотометра Konica Minolra CM-700d. Элементный состав определялся с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра Geotek (Rh анод) с гелиевой ячейкой. Характеристики детектора:

RaySpec SiriusSD Silicon Drift Detector, 30 mm x 0,45 µm, FWHM: down to 129 eV at Mn K α , (8 µm) Bewindow. Съемка проводилась с шагом 10 мм, размер аналитического пятна 15 мм \times 10 мм с выдержкой по 30 секунд при напряжении на рентгеновской трубке 10 кВ и 40 кВ. Полученные результаты элементного анализа представлялись в импульсах в секунду (csp). Все исследования выполнялись через пленку Chemplex Prolene 416 толщиной 4 мкм. Фотографирование кернов проводилось линейной сканирующей камерой с разрешением 400 линий на сантиметр.

ХRF-сканирование кернов является методом, имеющим ряд преимуществ: автоматический, неразрушающий, быстрый анализ элементного состава. Однако, на получаемые результаты могут отрицательно влиять дефекты поверхности, а также матричные эффекты пробы/осадка [2, 3]. Чаще всего полученные результаты элементного анализа представлялись в импульсах в секунду (сsp), и к ним можно относится только как к полуколичественным данным и говорить только о тенденции к изменению в большую или меньшую сторону. Также для минимизации влияний матричного эффекта и дефектов поверхности используются не сами значения интенсивности, а отношения пар химических элементов [4].

В данной работе были взяты отношения Al/Si, K/Al (рис. 1). Отношение Al/Si в какой-то мере дублирует гидролизатный модуль, предложенный [5], и указывает на степень химического выветривания пород. K/Al-отношение для глинистых осадков может быть использовано как показатель доли физического и химического выветривания (отвечает отношению иллита/каолинита) [4].

Для всех изученных разрезов характерно увеличение отношения Al/Si в «розовом горизонте» (0.34) относительно выше- (0.32) и нижележащих (0.33) отложений.



 $Puc.\ 1.\$ Профили отношений Al/Si и K/Al, полученные μ XRF сканированием для кернов Уницой губы Онежского озера, Лавозера и Полевского озер.

При этом, интенсивность Si в среднем по керну равно 77000 ± 6572 , 83000 ± 5976 и 102000 ± 14276 соответственно для Уницой губы, Лавозера и Полевского. Для разных кернов поведения Si по разрезу разное. Так для Уницокой губы характерно уменьшение Si на уровне «розового горизонта», по сравнению с окружающими его отложениями: нижележащие отложения — 79000 ± 6197 , розовый горизонт — 73000 ± 6516 , вышележащий горизонт — 79000 ± 4070 . Для озера Лавозеро характерно лишь увеличение разброса значений интенсивности Si, среднее значение находится в тех же приделах: нижележащие отложения — 85000 ± 4585 , розовый горизонт — 85000 ± 4059 . Для озера Полевское характерно значительное повышение интенсивности Si вверх по разрезу, но лишь после окончания «розового горизонта» для которого характерно небольшое снижение интенсивности: нижележащие отложения — 100000 ± 13700 , розовый горизонт — 98000 ± 8500 , вышележащий горизонт — 107000 ± 17500 . Отношение K/Al никак не меняется по разрезам и отвечает значению в среднем 0.38 для всех горизонтов.

Наибольшие вариации значений среди химических элементов наблюдаются для Fe. Интенсивность Fe в среднем по керну равно: в Уницой губе — 17000 ± 1706 , в Лавозере — 16000 ± 1854 и озере Полевское — 28000 ± 4108 . Для всех трех кернов характерно увеличение интенсивности Fe в «розовом горизонте». Так, для Уницкой губы интенсивность Fe в нижележащих отложениях — 16000 ± 1117 , в «розовом горизонте» — 19000 ± 1579 , в вышележащих отложениях — 16000 ± 927 . Для Лавозера интенсивность Fe в нижележащих отложениях — 15000 ± 1360 , в «розовом горизонте» — 18000 ± 1451 , в вышележащих отложениях — 17000 ± 1432 . Для Полевского интенсивность Fe в нижележащих отложениях — 26000 ± 4338 , в «розовом горизонте» — 31000 ± 3362 , в вышележащих отложениях — 26000 ± 2944 .

Полученные результаты указывают на то, что формирование «розового горизонта» ленточных глин происходило, возможно, в более теплых климатических условиях, приведших к усилению роли химического выветривания.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00206, https://rscf.ru/project/24-17-00206/

- [1] Субетто Д.А., Белкина Н.А., Страховенко В.Д. и др. Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям, Петрозаводск, Изд-во КарНЦ РАН, 2022, 331 с.
- [2] Tjallingii R., Röhl U., Kölling M., Bickert T. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2007, v. 8(2).
- [3] Weltje G.J., Bloemsma M.R., Tjallingii R., Heslop D., Röhl U., Croudace I.W. Prediction of geochemical composition from XRF core scanner data: a new multivariate approach including automatic selection of calibration samples and quantification of uncertainties // Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences, 2015, v. 17, p. 507–534.
- [4] Davies S.J., Lamb H.F., Roberts S.J. Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments // Micro-XRF studies of sediment cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences, 2015, v. 17, p. 189–226.
- [5] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии, Санкт-Петербург, Изд-во «Наука», 2000, 479 с.



РОЛЬ МИКРООРГАНИЗМОВ В КОНЦЕНТРИРОВАНИИ ЗОЛОТА, СЕРЕБРА И НИКЕЛЯ В ТОРФЯНИКАХ БАРАБИНСКОЙ РАВНИНЫ

А.Е. Мальцев¹, Г.А. Леонова¹, Ю.И. Прейс², А.А. Ломова¹, Я. Чжан¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, maltsev@igm.nsc.ru

В лесостепной зоне Барабинской аккумулятивной равнины распространены верховые сосново-кустарничково-сфагновые болота (рямы). В пределах Новосибирской области болотные комплексы расположены на площади 1800–2000 га. Они представляются удобными и перспективными модельными объектами для изучения процессов концентрирования благородных металлов. А распределение по глубине разрезов химических элементов и физиологических групп микроорганизмов могут дать представление о механизмах аутигенного минералообразования в раннем диагенезе.

Были опробованы два ряма лесостепной зоны юга Западной Сибири. Убинское верховое болото (55°18′40″ с.ш., 79°42′25″ в.д.), расположенное в Убинском районе Новосибирской области и Шерстобитовское верховое болото (54°58′58″ с.ш., 81°00′58″ в.д.) – в Чулымском районе Новосибирской области. Сцинтилляционный эмиссионный спектральный анализ использовали для одновременного определения распределения частиц благородных металлов (Au, Ag) по массе и концентрации искомых элементов в дисперсной пробе. Определение численности и послойное распределение физиологических групп микроорганизмов выполнены в Лимнологическом институте СО РАН. Сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) применяли для изучения микроморфологии и вещественного состава образцов торфа с использованием микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН.

Максимальная общая численность микроорганизмов, гетеротрофных и аммонифицирующих бактерий установлена в верхних горизонтах торфяников (табл. 1). В результате жизнедеятельности микроорганизмов происходит деструкция лабильных компонентов органического вещества (ОВ), которая формирует сильно восстановительные условия среды, что приводит к образованию в торфе частиц самородного Au, Ag, Ni и ряда интерметаллидов: Au-Ag, Au-Zn, Ag-Zn, Ag-Cu, Ni-Cr.

По всему разрезу Убинского и Шерстобитовского рямов обнаружены частицы самородного Au и Ag, а также их интерметаллиды: Au-Ag, Au-Zn, Ag-Zn, Ag-Cu (рис. 1). Данные эмиссионного спектрального анализа показали, что в торфе Ag и Au присутствует в основном в самородной форме (86–100 %) размерностью частиц от 200 до 695 нм. При этом самый крупный размер частиц имеет золото: 630–695 нм. В количественном отношении частицы Ag существенно доминируют над Au-содержащими частицами: 40–165 против 4–45. Ассоциации золота и серебра с Cu и Zn обнаружены в единичных количествах (1–16 частиц). Больше всего обнаружено

² Томск, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

Таблица 1 Распределение микроорганизмов и Eh по разрезам торфяников

Глубина,	ОЧМ	ГБ	АМБ	НБ	ДНБ	ФМБ	Fe-OX	Eh	
СМ	кл/г×10 ⁷	ΚΟΕ/ _Γ ×10 ³		кл/г×10 ³		КОЕ/	мВ		
			Уб	инский ря	M				
0-2	43.0	36500	1000	0	500	46.4	7.00	+220	
100-102	14.2	1680	2110	0.01	600	30.5	0.09	-52	
260-262	9.1	2030	1990	0.01	250	40.0	0	-101	
300-302	7.8	830	40	0	600	16.4	0	-170	
345-347	6.7	152	188	0.01	100	0.9	0.01	-190	
	Шерстобитовский рям								
0-2	138.1	900	2490	12.5	2700	16.5	1.96	+360	
100-102	77.1	45	17	0	250	15.5	0	-84	
200-202	68.2	640	396	0.01	250	1.5	0	-131	
290-292	11.0	38	98	0	60	6.8	0	-218	

Общая численность микроорганизмов (ОЧМ), гетеротрофные бактерии (ГБ), аммонификаторы (АМБ), нитрификаторы (НБ), денитрификаторы (ДНБ), фосфатмобилизирующие (ФМБ) и железоокисляющие бактерии (Fe-OX). КОЕ/г — колониеобразующие единицы на грамм, кл/г — клеток на грамм.

частиц Ag-Cu. В целом, явление формирования наночастиц Au и Ag встречается как в торфяниках, так и в углях, например, образование схожих интерметаллидов (Ag-Cu, Au-Ag, Au-Cu) выявлено в бурых углях Азейского месторождения [1].

На настоящий момент существуют две точки зрения относительно того, как образуются наночатицы благородных металлов: 1) частицы формируются за пределами растения в сильных восстановительных условиях среды [2]; 2) растворенные металлы (ионы или комплексы) транспортируются в растения через корни, затем они восстанавливаются и образуют наночастицы металлов. Например, ионы серебра из окружающей среды могут диффундировать в клеточную оболочку сфагнума, где они восстанавливаются с образованием наночастиц Ад под влиянием органических компонентов мембраны, например, полисахаридов, которые будут служить восстановителями [3]. Затем частицы Ад могут агрегироваться в более крупные образования. В торфяниках с низкими значениями водородного показателя (рН) и окислительно-восстановительного потенциала (Еh) подвижно большинство металлов, что приводит к накоплению в болотных водах Cu, Zn, Ni и Cr (табл. 2).

По данным СЭМ в торфе Убинского ряма обнаружены наночастицы самородного Ni и интерметаллиды Ni-Cr, которые являются либо агрегатами хлопьевидных частиц, имеющих неплотную структуру, либо сгустками различной степени уплотнения (рис. 2). Аморфная форма микрочастиц Ni, Ni-Cr и их ассоциация с растительными остатками торфа свидетельствует в пользу их аутигенного происхождения. В работе [1] наночастицы благородных, редких и редкоземельных элементов (Pd, Pt, Pb, Ag, Au и т.д.) со схожей структурной организацией минералов на микроуровне были охарактеризованы как аутигенные. Формами поступления Ni, Cr в болота могут быть либо минеральные частицы, приносимые атмосферным переносом с пылью, либо ионы, поступающие с подземными и поверхностными водами. Для верховых торфов основной формой поступления минеральных частиц будет является атмосферный перенос [3]. Далее металлы могут образовывать комплексы

с гуминовыми и фульвокислотами ОВ и вовлекаться в процессы дальнейшей трансформации и локализации по разрезам торфяников при участии микроорганизмов.

Полученные результаты показывают роль биогенного минералообразования в болотных системах, что является очень важным результатом в дискуссии о генезисе рудообразования, в которой отдается предпочтение физико-химическим процессам и довольно часто не учитывается роль живого вещества.

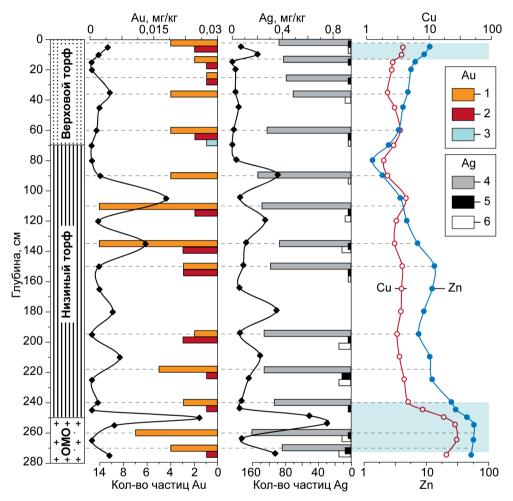
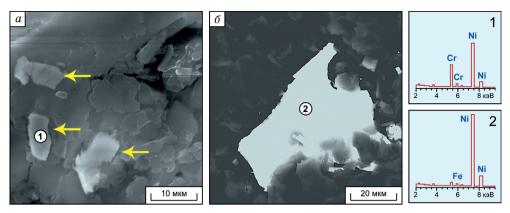


Рис. 1. Минеральные формы Au, Ag в торфе и органоминеральных отложениях (ОМО) Шерстобитовского ряма, в стандартной навеске 150 мг. Значения Cu и Zn даны в логарифмической шкале. 1. Au, 2. Au-Ag, 3. Au-Zn, 4. Ag, 5. Ag-Cu, 6. Ag-Zn.

Таблица 2 Состав (мг/л) болотных вод Убинского (У) и Шерстобитовского (Ш) рямов

Рям	pН	Mn	Ag	Al	Cr	Cu	Fe	Ti	Ni	Zn
У	4.2	0.0306	0.00156	2.261	0.0065	0.0206	1.406	0.0064	0.0302	0.239
Ш	3.1	0.0698	0.00108	0.673	0.0031	0.0996	0.914	0.0019	0.0156	0.110



 $Puc.\ 2.\ Интерметаллиды\ Ni-Cr\ (a)$ и самородный $Ni\ (\delta)$ в торфе Убинского ряма.

Исследование выполнено при финансовой поддержке $PH\Phi$ в рамках научного проекта № 24-27-00061.

- [1] Рождествина В.И., Сорокин А.П. Первые находки самородных палладия, платины, золота и серебра в бурых углях Ерковецкого месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2010, № 29 (6), с. 26–38.
- [2] Ильенок С.С. Самородные элементы в углях и золах углей Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета, 2013, т. 323, № 1, с. 65–71.
- [3] Бобров В.А., Богуш А.А., Леонова Г.А., Краснобаев В.А., Аношин Г.Н. Аномальные проявления концентраций цинка и меди в торфянике верхового болота Южного Прибайкалья // ДАН, 2011, т. 439, № 6, с. 784–788.



НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРОБЛЕМУ АНОМАЛЬНОЙ КОНФИГУРАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДЕВОНЕ

Д.В. Метелкин^{1, 2}, М.Е. Лузан¹

¹Новосибирск, Новосибирский государственный университет
²Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, metelkindv@ipgg.sbras.ru

Изучение девонского геомагнитного феномена имеет более чем полувековую историю. Впервые эта проблема была обозначена в работах [1]. Ее суть заключается в наличие минимум двух существенно различных палеомагнитных направлений, которые фиксируются в одних тех же разрезах, что выходит за пределы представлений об обычной аксиальной дипольной конфигурации магнитного поля Земли, лежащей в основе всех классических построений. Первоначальным объяснением было предположение о частичном перемагничивании пород. Однако уже совсем скоро появились факты о том, что в ряде девонских разрезов присутствует более чем два регулярных направления, вплоть до псевдохаотического распределения единичных палеомагнитных векторов, а само явление имеет глобальный характер и его следы устанавливаются повсеместно [2]. При этом длительность интервала аномального – не соответствующего модели центрального осевого диполя (ЦОД), состояния геомагнитного поля оценивается в 40 и более млн лет. Некоторое время спустя признаки аналогичной, не соответствующей ЦОД, палеомагнитной записи были установлены для пограничного интервала венда – раннего кембрия [3]. Последующие многочисленные работы неоднократно подтвердили факт необычного распределения палеомагнитных векторов и для венда, и для девона, что в итоге привело к появлению массы альтернативных гипотез как тектонического, так и геодинамического толка [4]. Тем не менее не одна из них не может дать согласованного описания всех достоверно известных фактов. Таким образом реальные причины глобальных преобразований в магнитосфере, фактическая конфигурация геомагнитного поля в девоне, а, соответственно, и тектоническая интерпретация сложного набора палеомагнитных определений продолжают оставаться предметом дискуссии.

В настоящей работе мы представляем новые палеомагнитные результаты по ранне-среднедевонским породам Минусинского прогиба, их сопоставление с уже имеющимся данными [5], а также совместную систематику фиксируемых палеомагнитных направлений и новый взгляд на вопросы геологической интерпретации. Объектом изучения являются силлы габбро-долеритов кузьменского и коксинского комплексов, а также покровы базальтов, андезибазальтов, объединяемых в составе быскарской серии. Их связывают с режимом внутриконтинентального рифтогенеза, проявившегося на юге Сибири, согласно большому объему ⁴⁰Ar/³⁹Ar, а также U/Pb оценок возраста, в диапазоне 420–380 млн лет [6].

Проведенный детальный анализ подтверждает общие представления о псевдохаотическом распределении векторов естественной остаточной намагниченности (NRM), хотя достоверность палеомагнитного сигнала и его соответствие девонскому геомагнитному полю не вызывает сомнений. Кучность распределения векторов NRM даже в одном магматическом теле (точке опробования) может оказаться крайне низкой и отражает присутствие сразу нескольких разнонаправленных компонент. Средние по точкам опробования палеомагнитные направления также имеют очень неоднородное распределение, не отвечающее модели ЦОД. Всего в анализируемой выборке вместе с полученными ранее [5] участвуют определения по более чем 1000 образцов из 120 точек опробования, каждая из которых представляет собой отдельное магматическое тело (силл, лавовый поток и т.п.). На основе кластерного анализа удается различить до восьми групп результирующих палеомагнитных направлений (рис. 1a). При этом группы S и N антиподальны и успешно проходят тест обращения (γ/γ cr = 7.09/16.77), что в случае ЦОД является отражением гиперчастых инверсий. Предположение о соответствие направлений S-N полю ЦОД подтверждается совпадением координат рассчитанного по ним палеомагнитного полюса с ожидаемым для раннего девона (420 млн лет), согласно траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибири (рис. 1б). Палеополюсы остальных групп результирующих направлений значимо отличаются от ТКДП. Это, в частности, является аргументом в пользу необычной геометрии поля, а не перемагничивания, предполагаемого ранними моделями. Таким образом, есть основания полагать, что в представленной выборке палеомагнитных направлений кроме записи ЦОД, зафиксировано влияние других составляющих девонского геомагнитного поля. Для

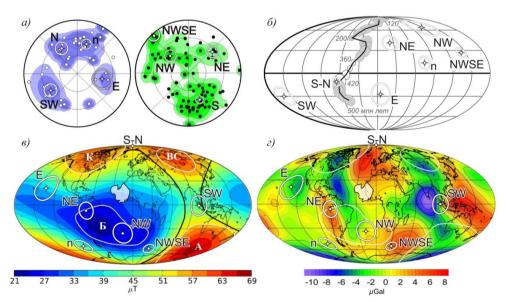


Рис. 1. Плотность распределения векторов NRM (верхняя и нижняя полусферы) и установленные результирующие группы направлений (a); сравнение наблюдаемых полюсов с ТКДП Сибири (δ); реконструированное положение палеополюсов на карте магнитного (в) и гравитационного поля (ε) по [7] белыми линиями показаны ММА (К – канадская, ВС – Восточно-Сибирская, А – Антарктическая, Б – Бразильская), контуром белого цвета показано реконструированное положение Сибирского палеоконтинента.

реконструкции палеогеографического положения соответствующих «центров намагничивания» мы провели стандартную, в рамках гипотезы ЦОД, процедуру совмещения полюса S-N с северным географическим полюсом. Если наложить полученный результат на карту современного магнитного поля видится вполне четкая близость реконструированных полюсов мировым магнитным аномалиям (ММА). Учитывая долготную неопределенность, наилучшее, на наш взгляд, совпадение возможно в случае смещения Сибирского палеоконтинента вдоль широты (в его реконструированной пространственной ориентировке) на долготы современной Центральной Атлантики, так что территория Минусинского прогиба оказывается у северо-западной окраины Африки (рис. 1в). В этом случае наблюдаемые палеополюсы в основном отвечают наиболее близко расположенной к палеконтиненту Бразильской ММА. Еще более отчетливое сходство при таком расположении с современными крупными гравитационными аномалиями (рис. 1г). Связь природы и структуры магнитного и гравитационного полей Земли достоверно не обоснованы, однако сходство пространственной ориентировки современных ММА и гравитационных экстремумов, также отвечающих глубинным мантийным неоднородностям, подчеркивалась ранее [7].

Определяющий вклад ММА в суммарное геомагнитное поле возможно только в случае экстремального падения величины его главной дипольной составляющей. Имеющиеся и подтвержденные настоящим исследованием оценки палеонапряженности свидетельствуют о падении интенсивности магнитного поля Земли в девоне не менее чем на порядок [8]. Мы полагаем, что это могло быть обусловлено ультрачастыми инверсиями. Таким образом, в рамках нашей модели, предполагается, что быстрые чередования ультракратких эпизодов снижения дипольной составляющей до величин, сопоставимых и ниже аномалийного поля, обеспечили сложное псевдохаотическое распределение векторов NRM, которое в действительности отражает эффект сложения быстро меняющейся по интенсивности дипольной и относительно постоянной аномалийной компонент. Поскольку в изученных магматических породах, в силу термоостаточного механизма намагничивания, фиксируется мгновенное магнитное поле, то в эпизоды резкого падения его дипольной составляющей, мы фактически видим запись аномалийного поля.

Работа согласована с планами НИР по проектам Минобрнауки РФ (FSUS–2020–0039 и FWZZ–2022–0001)

- [1] Creer K.M., Embleton B.J.J. Devonian palaeomagnetic pole for Europe and N. America // Nature, 1967, 214, p. 42–43.
- [2] Палеомагнетизм палеозоя / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комисарова и др. Тр. ВНИГРИ, Вып. 335, Л.: Недра, 1974, 238 с.
- [3] Kirschvink J.L., Rozanov A.Yu. Magnetostratigraphy of lower Cambrian strata from the Siberian Platform: a palaeomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale // Geol. Mag., 1984, v. 121 (3), p. 189–203.
- [4] Domeier M., Robert B., Meert J.G., Kulakov E.V., McCausland P.J.A., Trindade R.I.F., Torsvik T.H. The enduring Ediacaran paleomagnetic enigma // Earth-Science Reviews, 2023, v. 242, 104444
- [5] Шацилло А.В., Павлов В.Э. Систематика палеомагнитных направлений раннегосреднего девона Минусинских впадин: новые данные и старые проблемы // Физика Земли, 2019, № 3, с. 97–116.

- [6] Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Травин А.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины: этапы проявления и связь с прогибанием континентальной литосферы (по результатам 40Ar-39Ar геохронологических исследований) // ДАН, 2012, т. 447, № 3, с. 308–313.
- [7] Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Василевский А.Н. Характерные свойства магнитного и гравитационного полей Земли, взаимосвязанные с глобальной и региональной тектоникой // Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 1, с. 10–30.
- [8] Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy R.V., Shatsillo A.V., Hawkins L.M.A., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V. Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // Geophysical Journal International, 2017, 209(2), 1265–1286.



РАННИЕ СТАДИИ СУБДУКЦИИ И ОБРАЗОВАНИЕ В ВЕНДЕ ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ЗАПАДНЫЙ САЯН, ТУВА)

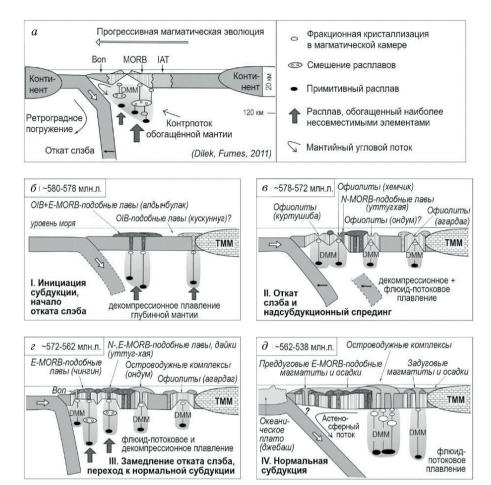
А.А. Монгуш¹, П. Ольшевский²

¹ Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru

² Сент-Джонс, Мемориальный университет Ньюфаундленда, Канада, polschewski@mun.ca

Магматизм ранних стадий субдукции сравнительно хорошо изучен на примере мезо- и кайнозойских островодужных систем. В частности, во внутриокеанических преддуговых зонах инициальные фазы вулканизма развивались почти синхронно в среднем и позднем эоцене в зоне шириной до 300 км и длиной в тысячи километров [1]. Самые ранние стадии субдукции влекут за собой декомпрессионное плавление обогащённого источника с образованием ранних MORB-подобных толщ, как это видно в самых нижних разрезах тетианских офиолитов и ИБМ преддуговой зоны [2]. ИБМ преддуговые базальты образовались в результате двухэтапного процесса, при котором ранние расплавы формируются при плавлении гранатового перидотита, а поздние расплавы – при плавлении шпинелевого перидотита [3]. Исследователи юрских албанских офиолитов пришли к выводу, что они образовались во время инициации субдукции в условиях, когда магматизм с высоким содержанием Ті, низким содержанием Ті и очень низким содержанием Ті сосуществовал либо пространственно, либо [4]. Магматизм на ранних стадиях субдукции относительно хорошо изучен на примере мезо- и кайнозойских островных дуг и офиолитовых систем. Рассмотрим вкратце ключевые моменты. Особый интерес представляет внутриокеаническая преддуговая зона Идзу-Бонин-Марианской системы (ІВМ), в которой начальные фазы вулканизма развивались почти синхронно в среднем и позднем эоцене в зоне шириной до 300 км и длиной до тысячи километров [1]. На самых ранних стадиях инициации субдукции декомпрессионное плавление обогащенного мантийного источника приводит к формированию ранних MORB-подобных толщ, о чем сообщают нижние разрезы Тетианских офиолитов и преддуговой зоны ІВМ [2]. Было показано, что обедненные базальты, которые, например, встречаются в преддуговой зоне ІВМ, представляют собой унаследованные локальные источники, сформировавшиеся до начала субдукции в этом регионе [3]. Базальты преддуговой зоны IBM развивались в двухэтапном процессе, в котором ранние расплавы образовались при плавлении гранатовых перидотитов, а поздние расплавы – шпинелевых перидотитов [4]. Исследования юрских офиолитов в Албании показывают, что эти породы сформировались во время инициации субдукции, в условиях, когда магматизм с высоким содержанием Ті, низким Ті и очень низким Ті сосуществовал пространственно или во времени [5]. По мнению Й. Дилека и Х. Фарнеса [6], после инициации субдукции следует быстрый откат слэба, приводящий к растяжению и спредингу в верхней плите. На начальном этапе формирования зоны субдукции основной причиной образования магмы является декомпрессионное плавление глубокой и обогащенной лерцолитовой мантии с образованием базальтов MORB-подобного состава. После начала субдукции последующие фазы магматизма разнообразны и зависят от дегидратации слэба, метасоматизма мантийных перидотитов и периодического частичного плавления этого материала, плавления осадков субдуцирующегго слэба и смешения различных обогащенных и тугоплавких источников магмы в колонне расплава под расширяющейся корой протодуговой-преддуговой зоны (рис. 1a) [6]. На рисунке показана предполагаемая геодинамическая эволюция, основанная на модели Дилека и Фернса [6] для объяснения имеющихся геологических, геохимических и геохронологических данных по Ондум-Таннуольскому сегменту Таннуольско-Хамсаринской палеоостровной дуги и её преддуговой и задуговой зон (рис. 1) [7]. Протодугового-преддуговый фундамент формировался в течение первых трёх стадий субдукции. Фундамент дуги сложен реликтами старой (R₃?) океанической коры, новообразованными (вендскими) существенно базальтовыми алдынбулакской, уттугхаинской и чингинской поттолщами, а также палеоспрединговыми (офиолитовыми) комплексами.

Первая стадия, ~580-578 млн.л. Наиболее заметным на этом этапе является декомпрессионное плавление преимущественно глубинного мантийного материала (гранатовых перидотитов) при низкой степени частичного плавления и образование базальтовых магм OIB+E-MORB-подобного состава (алдынбулакские и кускуннугские? базальты). Эти магматические единицы сформировали внутриокеаническую линейную структуру вдоль, но на некотором расстоянии от формирующегося желоба (рис. 16). Вторая стадия, ~578-572 млн. л. Формирование нескольких надсубдукционных спрединговых центров (рис. 16), декомпрессионное (+ флюиднопотоковое) плавление обедненной мантии и образование отдельных офиолитовых толщ: хемчикских и куртушибинских офиолитов в преддуговой зоне, ондумских офиолитов в зоне будущей островной дуги и агардагских офиолитов в будущей задуговой зоне. Третья стадия, ~572-560 млн. л. Продолжение формирования преддуговых комплексов и образование первых островодужных комплексов на месте ондумских офиолитов. В результате смешения обогащенных и обедненных расплавов и их излияния на новообразованную преддуговую океаническую кору появляются различные варианты базальтов: 1) N-MORB-подобные уттугхаинские базальты, 2) E-MORB-подобные уттугхаинские дайки в уттугхаинских базальтах, 3) E+T-MORB-подобные чингинские базальты. Одновременно происходит внедрение бонинитовых магм (рис. 12). Все они отличаются от алдынбулакских базальтов более высокой степенью частичного плавления, а также большим вкладом обедненных мантийных источников. Предполагается, что решающее значение в этом процессе имела толщина коры над областью генерации магмы – чем тоньше кора, тем выше степень частичного плавления, и наоборот [7]. В определенной степени это согласуется с экспериментальными данными, в которых показано, что химическая эволюция океанических базальтовых магм зависит от глубины и времени их взаимодействия с вышележащей океанической литосферной мантией (серпентинизированной флюидами, полученными из морской воды) [8]. На четвертой стадии субдукции, ~562-538 млн. л., устанавливается нормальный субдукционный режим,



 $Puc.\ 1.$ Предположительные модели формирования надсубдукционных комплексов начальных стадий субдукции в целом (a) и Таннуольско-Хамсаринской островной дуги в частности $(\delta-\partial)$. МОRB — базальты срединно-океанического хребта: N — нормальные, E — обогащённые; OIB — базальты океанических островов; IAT — толеиты островных дуг; BON — бониниты, DMM — деплетированная метасоматизированная мантия; TMM — Тувино-Монгольский микроконтинент. Рисунок (a) переведен и адаптирован из [6] с разрешения Геологического общества Америки. Рисунок $(\delta-\partial)$ переведен и адаптирован из [7].

во время которого: 1) продолжается образование комплексов Ондумской островодужной подзоны (фронт дуги), 2) образуются комплексы Таннуольской островодужной подзоны (тыл дуги), 3) продолжается формирование агардагских офиолитов в обстановке задугового спрединга, 4) образуются базальты вендского анахемского комплекса в Улугойской задуговой подзоне, 5) накапливаются существенно осадочные верхние подтолщи преддуговых алдынбулакской, уттугхаинской и чингинской, а также задуговой кускуннугской толщ (рис. 1д). Старая океаническая кора, существовавшая до начала субдукции и располагавшаяся над зоной субдукции, постепенно замещалась магматическими породами, связанными с надсубдукционными процессами и ростом коры надсубдукционной зоны. Исследование проведено в рамках государственного задания ТувИКОПР СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., et al. Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2010, 11(3), Q03X12
- [2] Whattam S.A., Stern R.J. The 'subduction initiation rule': a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contrib Mineral Petrol, 2011, v. 162, 1031–1045.
- [3] Yogodzinski G.M., Bizimis M., Hickey-Vargas R. et al. Implications of Eocene-age Philippine Sea and forearc basalts for initiation and early history of the Izu-Bonin-Mariana arc. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2018, 228, p. 136–156.
- [4] Shervais J.W., Reagan M., Haugen E., et al. Magmatic response to subduction initiation: Part 1. Fore-arc базальты of the Izu-Bonin arc from IODP Expedition 352 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2019, 20, p. 314–338.
- [5] Bebien J., Dimo-Lahitte A., Vergely P., Insergueix-Filippi D., Dupeyrat L. Albanian ophiolites. I Magmatic and metamorphic processes associated with the initiation of a subduction // Ophioliti, 2000, 25(1), p. 39–45.
- [6] Dilek Y, Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin, 2011, v. 123(3/4), p. 387–411.
- [7] Mongush A.A., Olschewski P. A new look at the geodynamic development of the Ediacaranearly Cambrian forearc basalts of the Tannuola-Khamsara Island Arc (Central Asia, Russia): Conclusions from geological, geochemical, and Nd-isotope data // Open Geosciences, 2024, 16, 20220586.
- [8] Borisova A.Y., Zagrtdenov N.R., Toplis M.J. et al. Hydrated peridotite–basaltic melt interaction part II: Fast assimilation of serpentinized mantle by basaltic magma // Front Earth Sci, 2020, 8, 84.



ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ РУД ЗОНЫ «ЦЕНТРАЛЬНАЯ» БАРУН-ХОЛБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

К.А. Мусияченко, Е.В. Айриянц, Д.К. Белянин

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, musiyachenkoka@igm.nsc.ru

Барун-Холбинское месторождение золота находится в юго-восточной части Восточного Саяна и приурочено к Урик-Китойской золоторудной зоне Окинского рудного района (западная часть республики Бурятия). В пределах этой зоны так же находятся другие золоторудные месторождения: Владимирское, Зун-Оспинское, а также одно из крупнейших в Бурятии Зун-Холбинское. В связи с этим установление полных минеральных парагенезисов руд и стадийности их образования представляют несомненный интерес для дальнейшего анализа возможной общности причин возникновения золотого оруденения в этой зоне.

В геологическом строении Барун-Холбинского месторождения принимают участие метаморфизованные плагиогранитогнейсы Гарганского микроконтинента позднего архея, терригенно-карбонатные породы иркутной свиты, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования ильчирской свиты и прорывающие их гранитоиды сумсунурского комплекса неопротерозоя [1]. Золотое оруденение локализовано в серии крутопадающих рудных тел среди рассланцованных и милонитизированных пород, сопряженных с разрывными нарушениями северо-западного простирания.

В рамках этой работы проводились исследования проб, отобранных в штольне №6 и отвалах штольни №8 рудной зоны «Центральная», с помощью оптической (Zeiss Axio Scope.A1) и сканирующей (MIRA 3 LMU, Tescan Orsay Holding) микроскопий, а также химико-атомно-абсорбционного анализа (Solar M6, Thermo Electron Corporation). Аналитические исследования проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН «ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» (аналитик Н.С. Карманов).

Образцы представлены сильноизмененными, рассланцованными гранитогнейсами с безрудными кварц-карбонатными, и кварц-полисульфидными жилами. На основании текстурно-структурных особенностей было выделено 2 типа проб: фрагменты минерализованных зон с редкой золото-сульфидной вкрапленностью и секущие их кварцевые жилы с прожилковым, прожилково-вкрапленным оруденением. В результате проведенных исследований была выявлена многостадийность формирования для второго типа, характеризующаяся последовательным отложением рудных минералов при понижении температуры флюида.

Основываясь на взаимоотношении зёрен минералов в руде их химического состава и температурных условиях, возможного существования некоторых мине-

Стадия	Ранняя	Высокотемпературная	Среднетемпературная	Средне-низкотемпературная
Пирит	I	П	ш	
Самородное Au	I			п
Пирротин				
Халькопирит		<u>I</u>		П
Аргентит				
Сфалерит			I	I
Галенит				
Блёклая руда				
Сульфосоли Ад				

Рис. 1. Упрощенная схема последовательности минералообразования руд зоны «Центральная» Барун-Холбинского месторождения золота.

ральных парагенезисов, была составлена модель последовательности минералообразования для рудной зоны «Центральная» Барун-Холбинского месторождения золота (рис. 1). С первой «ранней» стадией связано формирование мелкозернистой (30 мкм и менее) рассеянной вкрапленности самородного золота-І в кварце и ассоциирующим с ней пиритом-І в минерализованных зонах (рассланцованных и милонитизированных гранитогнейсах). Вторая стадия «высокотемпературная» характеризуется образованием кварц-сульфидных прожилков, сложенных катаклазированными кристаллами пирита-II, с пирротин-халькопиритовыми и пирротинаргентитовыми включениями. Данный парагенезис может указывать на интервал температур формирования 320-600 °C [2]. Третья «среднетемпературная», стадия связана с появлением пирита-III в ассоциации с железистым сфалеритом-I (2.46-13.83 мас.% Fe). За ней следует четвёртая, заключительная «средне-низкотемпературная» стадия, к которой приурочено золото-полисульфидное оруденение. Оно, представлено срастаниями галенита с маложелезистым сфалеритом-II (0.00-0.82 мас. % Fe), халькопиритом-II, блёклыми рудами (преимущественно Ag-Sb состава), другими сульфосолями (бурнонитом $CuPbSbS_3$, полибазитом $Cu(Ag_2Cu)_6Ag_9Sb_2S_{11}$, штормейритом AgCuS, стефанитом Ag_sSbS_4) акантитом и самородным золотом-II, размер зёрен которого может достигать 400 мкм. Согласно сфалерит-блёклорудному геотермометру, температура образования для данной стадии не должна превышать 200 ± 25 °C [3].

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№122041400193-7) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

[1] Гордиенко И.В., Рощектаев П.А., Гороховский Д.В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 5, с. 405–429.

- [2] Пальянова Г.А., Сазонов А.М., Журавкова Т.В., Сильянов С.А. Состав пирротина как индикатор условий минералообразования на золоторудном месторождении Советское (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, 2019, т. 60, № 7, с. 934–954.
- [3] Любимцева Н.Г. Блеклая руда, бурнонит и сфалерит золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье): химизм, неоднородность, парагенезисы и условия образования: Дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2019, 240 с.



ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КУКАСОЗЕРСКОЙ ПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ФЕННОСКАНДИИ. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НОВЫХ ГЕОХИ-МИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Т.А. Мыскова^{1,2}, А.С. Никонова², К.А. Никонов², И.А. Житникова², П.А. Львов^{1,2}

¹Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН ²Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, tmyskova@gmail.com

Кукасозерская структура расположена в области сочленения двух крупных провинций Фенноскандинавского щита: Карельской и Беломорской. Трактовка ее строения важна для понимания характера взаимоотношений между этими двумя тектоническими доменами. Исследователи сходятся во мнении, что Кукасозерская структура сложена палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями сумия, ятулия и лфюдиковия, но разнятся взглядами на обстановки их формирования. Одни относят супракрустальные образования Кукасозерской структуры к протоплатформенному чехлу, подвергшемуся тектоно-метаморфической переработке совместно с фундаментом [1, 2, 3 и др.], другие склоняются к мнению об их рифтогенной природе [4, 5, 6 и др.]. Между тем, состав, возраст и происхождение самих пород протерозойского разреза до конца не изучены, чему мешает интенсивная тектоно-метаморфическая переработка, создающая сложности при интерпретации природы и возраста пород.

Ранее авторами [7] был изучен химический состав и возраст пород (U-Pb по циркону), относимых к сумийским и людиковийским разрезам [1, 8 и др.], и показано что природа и время формирования пород не позволяют сопоставлять их с нижнепротерозойскими супракрустальными образованиями. Так, Amp, Bt и Bt-Amp гнейсы северо-восточного побережья оз. Кукас, относимые к визаварской свите сумия [8 и др.], сходны с архейскими метавулканитами Тикшеозерского зеленокаменного пояса, обрамляющими Кукасозерскую структуру с севера. Они идентичны по минеральному и химическому составу, в одинаковой степени метаморфизованы (в условиях амфиболитовой фации) и имеют неоархейский возраст (2715 ± 8 млн лет) [7]. А ассоциация пород, относимая к хирвинаволокской свите людиковия [1, 8 и др.], представленная амфиболитами, конгломератовидными образованиями и маломощными карбонатными телами и протягивающаяся вдоль южного побережья оз. Кукас, включает породы интрузивной и метасоматической природы: метагаббро, метагаббро-диориты (с U-Pb возрастом по циркону 2739 ± 6 млн лет), бластокатаклазиты по ним, и тела карбонатов метасоматического происхождения [7].

Состав и возраст пород северо-западного борта оз. Кукас, ранее относимых к кукасозерской свите ятулия [1, 8 и др.], также не позволяют рассматривать их в качестве палеопротерозойских образований. Ассоциация пород, состоящая из чередования прослоев сланцев (средней мощностью десятки метров) разного мине-

рального состава: Bt-Amp (20%), Bt (\pm Ser) (25%) и Ser-Qz (\pm Bt) (до 55%), скорее всего, представляет собой вулканогенно-осадочные образования неоархейского возраста, локально подвергшиеся метасоматической переработке. В пользу этого свидетельствуют геохимические особенности и возраст пород.

Вt-Amp сланцы по химическому составу отвечают андезибазальтам и андезитам известково-щелочной серии со слабо фракционированными графиками распределения $P39\ c\ (La/Lu)_N$ в среднем 2-5, и близки архейским средне-основным вулканитам Тикшеозерского зеленокаменного пояса.

Вt (\pm Ser) сланцы, с содержаниями SiO₂ 62–64 мас. %, могут быть интерпретированы либо как слабо дифференцированные осадки – граувакки, либо как продукты метасоматоза – кислотное выщелачивание по андезидацитам. Основанием для такого вывода служит обеднение пород мобильными элементами – CaO, Na₂O, MgO, FeO и обогащение инертными – TiO₂, Al₂O₃, K₂O, в равной степени характерное как для седиментогенеза, так и для процессов метасоматоза.

В Ser-Qz (\pm Bt) сланцах, крайние члены которых по химическому составу приближаются к аренитам с содержаниями SiO₂ до 94 мас %, наблюдаются еще более высокие потери щелочных и щелочноземельных металлов и других петрогенных элементов. В пользу их метасоматической, а не осадочной природы свидетельствуют отчетливые положительные европиевые аномалии, присутствие которых объяснимо с позиции метасоматоза: в высокотемпературных режимах при кислотном выщелачивании трехвалентный Eu восстанавливается до Eu²⁺ и, в отличие от остальных лантаноидов, обладающих валентностью 3+, ведет себя как инертный элемент, что приводит к его накоплению в измененных породах в противовес обеднению другими P3Э [9]. Дополнительным аргументом в пользу метасоматической, а не осадочной природы Ser-Qz (\pm Bt) сланцев может служить их присутствие и частое чередование в разрезах с метавулканитами, что маловероятно для зрелых осадков (аренитов).

Полученный U-Pb возраст цирконов из пробы Ser-Qz сланцев (1280/1) не может быть интерпретирован однозначно. Зерна имеют округлую и изрезанную формы (характерные как для детритовых, так и метасоматических цирконов), а значения возраста, полученные по 18 аналитическим точкам, равномерно растянуты вдоль конкордии в диапазоне $2722 \pm 17 - 2909 \pm 17$ млн лет и не могут быть увязаны с конкретными геологическими событиями.

Дополнительным аргументом в пользу архейского возраста супракрустальных пород, ранее относимых к ятулию, может служить присутствие в этих разрезах секущих тел неоархейских габбро-диоритов с возрастом 2739 ± 6 млн лет.

Приведенные данные позволяют считать Кукасозерскую структуру фрагментом архейского Тикшеозерского зеленокаменного пояса. Последний считается субдукционно-аккреционной системой, эволюционировавшей во времени от стадии юной островной дуги до этапа аккреции [10]. Базитовый магматизм, представленный многочисленными телами габбро и габбро-диоритов южного побережья оз. Кукас и островов осевой зоны Кукасозерской структуры, скорее всего, связан с заключительным этапом формирования островодужной постройки и проявился в тыловой области дуги в задуговом бассейне. Можно предположить, что габброиды совместно с вмещающими их зеленокаменными образованиями были тектонизированы во время коллизии при присоединения островной дуги к краю Карельского кратона и это событие произошло, скорее всего, в протерозое.

Работа выполнена в рамках объекта ФГБУ «Институт Карпинского» «Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200/2 листа Q-36-XIV (Тикшеозерская площадь)», а также Госзадания № FMUW-2022-0004 Института геологии и геохронологии докембрия PAH.

- [1] Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963, 210 с. (Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, вып. 16).
- [2] Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукасозерского сегмента Северокарельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника, 1998, \mathbb{N}_2 6, с. 72–89.
- [3] Сомин М.Л., Травин В.В. // ДАН, 2002, т. 382, №1, с. 92–96.
- [4] Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996 г. 287 с.
- [5] Бабарина И.И. Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы совещ. Москва, ГЕОС, 1999, с. 54–58.
- [6] Алексеев Н.Л., Балаганский В.В., Зингер Т.Ф. и др. Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные // ДАН, 2004, т. 397, № 3, с. 369–373.
- [7] Мыскова Т.А., Никонова А.С., Никонов К.А., Житникова И.А., Львов П.А. Состав и возраст пород Кукасозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2022, с. 97–98.
- [8] Корсакова М.А., Иванов Н.М. и др. Легенда Карельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / Корсакова М.А., Иванов Н.М. ТГФ СЗРГЦ, 1998, 170 с.
- [9] Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium // Chemical geology 1991, v. 93(3–4), p. 219–230.
- [10] Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2008, 298 с.



ОЦЕНКА РИСКА ДЛЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И ЗДОРОВЬЯ ЧЕЛОВЕКА ПОЧВ САРАЛИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ПРОШЛОЙ ЗОЛОТОДОБЫЧИ

И.Н. Мягкая, Б.Ю. Сарыг-оол, И.С. Кириченко, М.А. Густайтис, Е.В. Лазарева

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, i_myagkaya@igm.nsc.ru

Горнодобывающая промышленность (ГДП) является мощным источником влияния и загрязнения окружающей среды на всех этапах, от разведки до складирования отходов. Проблема загрязнения окружающей среды в подобных районах остается актуальной как во всем мире, так и в Сибирских регионах [1]. Геохимические и экологические индексы (индекс геоаккумуляции Igeo, коэффициент загрязнения CF, индекс загрязнения PI и индекс потенциального экологического риска (Er^i) и суммарный индекс потенциального экологического риска PERI и др.) используются для оценки загрязнения компонент окружающей среды [2, 3]. Индекс неканцерогенной опасности (НІ) и канцерогенности (ТСК) отражают воздействие на здоровье человека (при проглатывании, вдыхании, испарении и контакте с кожей). Распространены исследования сельскохозяйственных почв [4] и почв урбанизированных территорий [5], в отличие от почв территорий пределах рудных полей и хвостохранилищ, особенно с учетом жилых районов [6]. Цель - оценить экологический риск и риск для здоровья человека за счет почв, подвергшихся воздействию хвостохранилища и прошлой Аи-добывающей деятельности на участке Саралинского золоторудного узла (СЗУ; Республика Хакасия) в окрестностях п. Приисковый и п. Орджоникидзевский (население поселков ~ 700 человек).

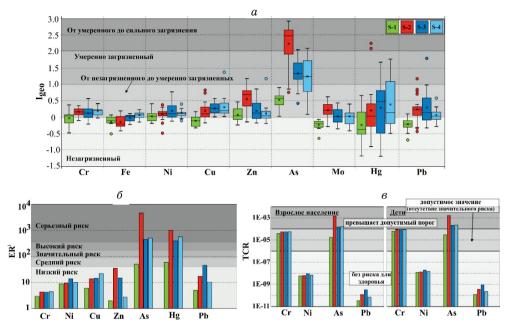
Выбор объекта обусловлен его расположением в пределах Алтае-Саянской складчатой области (АССО); длительной активностью по добыче Au; на ее территории распространены полиметаллические Au-рудные и россыпные месторождения [7]; значительная часть АССО (район исследований) входит в состав Hg-провинции [8]. Изучаемая территория приурочена к вулканотектонической структуре, сложенной комплексами океанической коры среди карбонатных массивов [9]. Рудоносные породы, представленные терригенно-вулканогенными толщами, гидротермально изменены и пронизаны кварцевыми жилами. Руда относится к малосульфидному золотокварцевому типу и состоит из сульфидов (Fe, Cu, As, Mo, Pb, Zn, Sb, Ni), включая сфалерит, пирротин и арсенопирит, галенита, карбонатов, Ag⁰ [7, 10]. В п Приисковый расположено хвостохранилище. Ранее обогащение руд осуществлялась на фабрике с помощью гравитационной и флотационной технологий; использовались амальгамация и цианирование. В веществе присутствуют пирит, магнетит, галенит, гидроксиды Fe, гематит, Hg⁰. В районе исследования расположе-

ны более мелкие рудники, в том числе на близлежащий территории п. Орджоникидзевский [7, 10], а севернее него – Au-орудинение кварцево-жильного типа и Карасуксто Мо-рудное поле [9].

Для выявления распределения Cr, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Pb и Hg в почвах, проведения экогеохимической оценки и установления рисков для населения опробованы почвы в 2018–2019 гг. на 4 участках (79 проб): S-1 = локальный фоновый, расположен в п. Орджоникидзевский, удален от разработанного месторождения в п. Приисковый, не входит в контур пирит-сфалерит-галенитовой зоны минерализации п. Приисковый. Аллювиальные отложения, являющиеся почвоматеринскими породами в п. Орджоникидзевский, представляют собой смесь обломков пород, представленных в регионе, и могут характеризовать усредненный их состав. S-2 = хвостохранилище у п. Приисковый и некоторые техногенные объекты в виде сливов в самом поселке. S-3 = территория п. Приисковый. S-4 = территория вокруг п. Приисковый.

Содержаниях элементов получены РФА-СИ (спектрометр ВЭПП-3); Hg — методом беспламенной атомной абсорбции (анализатор «РА-915М» с пироприставкой «РП-91С»). Для почв каждого участка и поэлементно рассчитаны I_{geo} , PI, CF и Er^i ; суммарно по всем элементам — PERI. Рассчитаны средние, медианные, минимальные и максимальные содержания и значения индексов. Риски для здоровья детей и взрослого населения оценивались по индексам HI и TCR, рассчитанных по средним содержаниям. Локальные фоновые содержания рассчитаны на участке S-1 (количество проб 13) согласно методу $Meduaha\pm 2MAD$ (MAD — среднее абсолютное отклонение) [11].

Для почв СЗУ характерны повышенные содержания Cr, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Рb, Hg; вблизи п. Приисковый почвы обогащены элементами (особенно As, Hg) относительно средней континентальной коры сильней, за счет геогенно-техногенных (зона рудной минерализации и многочисленные разведочные траншеи) и техногенных (хвостохранилище и точечные сливы) источников, чем почвы у п. Орджоникидзевский с геогенным источником (геохимические особенности пород). Загрязнение почв СЗУ наследуется закономерностями обогащения почв. Наибольшее обогащение и степень загрязнения достигаются на техногенных участках, расположенных вблизи п. Приисковый. Индекс PERI показывает рост суммарного загрязнения и экологического риска в ряду: фоновая территория < п. Приисковый < участки за пределами п. Приисковый < хвостохранилища и техногенные площадки в п. Приисковый. As и Hg оказывают наибольшее токсическое воздействие на почвы C3Y (рис. 1a,б) и согласно Er^i – от умеренного до значительного экологического риска; токсичность других элементов не превышает умеренного уровня. Загрязнение As и Hg по всей территории подтверждено I_{geo} (от умеренного до сильного загрязнения). Значения PI и CF отражают более широкий ряд элементов, содержания которых влияют негативно на почвы, с преобладанием As и Hg (Fe < Mo < Cr < Ni < Cu < Cu < Zn < Pb < Hg < As). Ст оказывает негативное воздействие на почвы СЗУ, основываясь на PI и низком пороговом значении ПДК/ОДК элемента. Установлено неканцерогенное воздействие (НІ) на детей Fe (на всех участках) и As (на участках, затронутых хвостохранилищем и зоной рудной минерализации), несмотря на загрязнение почв другими элементами. Аѕ повышает канцерогенный риск (TCR) для взрослых и детей при контакте с почвами в районе п.Приисковый и территории хвостохранилища (рис. 1в).



 $Puc.\ 1.$ Коробчатая диаграмма I_{geo} (а), индексы Er^i (б) и TCR (в) для почв C3У (Для всех трех графиков: S-1 = п. Орджоникидзевский (фоновый участок), количество проб 13; S-2 = хвостохранилища и техногенные площадки в п.Приисковый, количество проб 31; S-3 = п.Приисковый, количество проб 16; S-4 = участки за пределами п. Приисковый, количество проб 19).

В связи с выявленными экологическими и токсическими рисками необходимы: информирование администрации и населения; включение участка в список территорий, требующих особого внимания; рекультивация и ограничение доступа к загрязненным участкам; мониторинг экологического состояния жилых районов и туристических объектов (содержаний элементов в сельскохозяйственных почвах, водах и продуктах питания, выращиваемых в районе); исследования форм нахождения элементов в почвах, особенно As, для определения их мобильности и биодоступности. Результаты показывают, что проведение исследований горнодобывающих районов других регионов России актуальны и их можно использовать для экологического менеджмента.

Работа выполнена в рамках гос.задания ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7) и финансируется Министерством науки и высшего образования РФ. Анализы выполнены в АЦ Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Благодарим Ю.П.Колмогорова за определение содержания элементов с помощью оборудования ЦКП «СЦСТИ» на базе УНУ "Новосибирский ЛСЭ" в ИЯФ СО РАН."

[1] Рихванов Л.П., Абросимова Н.А., Барановская Н.В. и др. Биогеохимический мониторинг в районах хвостохранилищ горнодобывающих предприятий с учетом микробиологических факторов трансформации минеральных компонентов. Новосибирск, Изд. СО РАН, 2017, 437 с.

- [2] Kusin F.M., Awang N.H.C., Hasan S.N.M.S, Rahim H.A.A., Azmin N., Jusop S., Kim K.W. Geo-ecological evaluation of mineral, major and trace elemental composition in waste rocks, soils and sediments of a gold mining area and potential associated risks // Catena, 2019, v. 183, Art. 104229.
- [3] Khan S., Naushad M., Lima E.C., Zhang S., Shaheen S.M., Rinklebe J. Global soil pollution by toxic elements: Current status and future perspectives on the risk assessment and remediation strategies A review // J. Haz. Mat., 2021, v. 417, Art. 126039.
- [4] Baltas H., Sirin M., Gökbayrak E., Ozcelik A.E. A case study on pollution and a human health risk assessment of heavy metals in agricultural soils around Sinop province, Turkey. Chemosphere, 2020, v. 241, Art. 125015.
- [5] Timofeev I., Kosheleva N., Kasimov N. Health risk assessment based on the contents of potentially toxic elements in urban soils of Darkhan, Mongolia // J. Envir. Manag., 2019, v. 242, p. 279–289.
- [6] Sun Z., Xie X., Wang P., Hu Y., Cheng H. Heavy metal pollution caused by small-scale metal ore mining activities: A case study from a polymetallic mine in South China // Sci. Tot. Envir., 2018, v. 639, p. 217–227.
- [7] Широких И.Н., Росляков Н.А., Сотников В.И., Васьков А.С. Саралинский золоторудный узел Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Изд. СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998, 236 с.
- [8] Оболенский А.А., Озерова Н.А., Васильев В.И. Природные источники ртути в Сибири // Химия в интересах устойчивого развития, 1995, т. 3(1–2), с. 11–22.
- [9] Уваров А.Н., Черных А.И., Токарев В.Н., Косякова Л.Н., Туманова Л.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XI (Белогорск). Объяснительная записка. Москва, Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019, 252 с.
- [10] Отчет об инженерно-экологических изысканиях «Строительство, реконструкция и капитальный ремонт объектов Саралинской ЗИФ. Проектная Документация», ООО «Прогноз-Ингео» Свидетельство № СРО 0283-01/И-038 ОТ 14 февраля 2014 г. 141 с.
- [11] Reimann C., Fabian K., Birke M., Filzmoser P., Demetriades A., Négrel P., ... & Sadeghi M. GEMAS: Establishing geochemical background and threshold for 53 chemical elements in European agricultural soil // Appl. Geochem., 2018, v. 88, p. 302–318.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЛЕЙКОГРАНИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Д. Ножкин

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, nozhkin@jgm.nsc.ru

Приводится петрогеохимический состав и U—Pb-возраст субщелочных редкометалльных (Ta, Nb, REE, Y, Zr, Hf, Th, U) лейкогранитов Хариусихинского массива, показана синхронность проявления внутриплитного гранитоидного магматизма и рифтогенного бимодального вулканизма, а также связь этих процессовс поздненеопротерозойской плюмовой активностью, обусловившей распад суперконтинента Родиния.

Хариусихинский массив расположен в северной части Енисейского кряжа в области сочленения Татарской и Ишимбинской зон глубинных разломов, где находится серия рифтогенных прогибов, выполненных вулканогенно-терригенными породами. Внутриконтинентальный рифтогенный вулканизм наиболее интенсивно проявился в Верхневороговской грабен-синклинали. Вулканогенные породы нижней риолит-базальтовой ассоциации развиты в составе верхневороговской, а верхней – трахибазальт-трахитовой – в составе чингасанской серий. U–Pb-возраст цирконов, выделенных из риолитов, составляет 753 ± 6 млн лет, Ar–Ar-возраст биотитов и титанавгитов из трахибазальтов – 700 млн лет.

В пределах обрамляющих поднятий одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного вулканизма происходило формирование субщелочных гранитоидов и щелочных интрузий. Хариусихинский массив находится в западном обрамлении Верхневороговской грабен-синклинали и образован субщелочными лейкогранитами, реже кварцевыми щелочными сиенитами и альбитизированными редкометалльными лейкогранитами. Породы массива в разной степени метасоматически изменены — альбитизированы.

Альбитизированные граниты слагают ареалы площадью от 1 до 3 км², которые надежно оконтуриваются благодаря повышенной радиоактивности, обусловленной развитием в них уран-ториевой и связанной с ней редкометалльной минерализации. В процессе минералогических исследований альбитизированных пород установлено: основными концентраторами редких элементов, урана и тория, являются тантало-ниобаты, а также торит, монацит, циркон, сфен, которые наблюдаются в виде вкрапленников отдельных зёрен размером от долей до 4–5 мм и небольших гнездовых скоплений. В ассоциации с ними установлены касситерит, сфалерит, галенит, золото, ильменит, флюорит и апатит.

Петрохимический состав гранитов и сиенитов соответствует выделенным петрографическим типам: субщелочным, реже щелочным двуполевошпатовым лейкогранитам, а также кварцевым и щелочным кварцевым сиенитам. Состав этих пород отвечает железистому щелочно-известковому и щелочному типам. В целом, это слабопералюминиевые высококалиевые ($K_2O/Na_2O=1.0-1.2$) породы с повышенным содержанием щелочей ($K_2O+Na_2O=7.6-11.4$) и низким содержанием СаО и MgO. Преобладающие в составе Хариусихинского массива субщелочные лейкограниты характеризуются наряду с К повышенным содержанием Rb, высокозарядных (Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y) и радиоактивных элементов – U и особенно Th. Концентрация Th в 3–3.5 раза выше в сравнении со средней его распространён ностью в малокальциевых гранитах.

Спектры REE для лейкогранитов и сиенитов умеренно фракционированные $((\text{La/Yb})_n = 2.3-10; \text{LREE/HREE} = 3.5-11), \text{ с глубоким европиевым минимумом } (\text{Eu/Eu*} = 0.06-0.13). Мультиэлементные спектры характеризуются обогащением Rb, Th, Nb, Ta, Sm, Zr, Hf, в меньшей мере – тяжелыми REE и Y, и резким обеднением Ba, Sr, P, Ti, Eu. По петрогеохимическим признакам этилейкограниты соответствуют А-гранитам, характерным для внутриплитных обстановок.$

В альбитизированных лейкогранитах возрастает, вплоть до рудных, концентрация (в %): U (0.05-0.1), Th (0.08-0.1), Zr (2.3-2.6), Hf (0.1-0.12), Nb (0.5-0.7), Ta (0.12-0.16), Y (0.06-0.1), REE (0.08-0.24). В составе редких земель заметная роль принадлежит тяжелым лантаноидам: LREE/HREE снижается с 7-10 в субщелочных лейкогранитах до 2-2.5 в альбитизированных редкометалльных разностях. Как уже отмечалось, основными минеральными фазами редких элементов, урана и тория являются танталониобиты, а также торит, монацит, циркон, сфен.

Для изотопно-геохронологического исследования отобрана проба субщелочного лейкогранита. U–Pb-датирование выделенных цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург).

Конкордантный возраст цирконов, рассчитанный по восьми точкам в восьми зёрнах, характеризуемых нормальным (0.5–0.55) для магматических цирконов торий-урановым отношением, составляет 753 ± 4 млн лет (СКВО = 0.21). Возраст зональных кристаллов циркона, равный 753 ± 4 млн лет, отражает время их кристаллизации из расплава субщелочного кислого состава и характеризует возраст лейкогранитов Хариусихинского массива. По времени внедрения эти граниты синхронны с проявлениями риолитового вулканизма (753 ± 6 млн лет) в соседней рифтогенной Верхневороговской структуре.

Субщелочные лейкограниты Хариусихинского массива имеют T(DM) = 1455 и $T_{\rm Nd}({\rm DM-2st}) = 1490$ млн лет и $\epsilon_{\rm Nd}({\rm T}) = -0.5$. Близкий Sm–Nd-модельный возраст имеют и щелочные сиениты этого массива. Несмотря на одинаковыйвозраст (753 млн лет) лейкогранитов и риолитов, лейкограниты отличаются пониженным значением модельного возраста и заметно большей величиной $\epsilon_{\rm Nd}$ в сравнении с риолитами $(T({\rm DM}) = 2140$ и $\epsilon_{\rm Nd}({\rm T}) = -8.4$), что свидетельствует об увеличении вкладав расплав ювенильного компонента при формировании гранитов и сиенитов. Подтверждением тому служит и более высокая концентрация в гранитах и сиенитах высокозарядных элементов.

Риолиты Верхневороговской структуры по составу калиевые, высокожелезистые, обогащены U (5–12 г/т), Th (60–90 г/т), REE, Y и высокозарядными (Zr, Hf, Ta, Nb) элементами. По геохимическим признакам они вполне сопоставимы с внутриплитными А-гранитами. В риолитах и вулканогенно-осадочных образованиях верхневороговской серии размещено урановое и золото-урановое оруденения.

В 6–12 км к юго-востоку от Хариусихинского массива, в истоках р. Ворогов-ка, в обрамлении Верхневороговской грабен-синклинали, расположен Хребтовый гранитный массив, сложенный, в основном, субщелочными лейкогранитами. U–Pb-возраст цирконов, выделенноых из лейкогранитов Хребтового массива, составляет 690 ± 8 млн лет. В пределах ошибки анализа он соответствует возрасту трахибазальтов Захребетнинской структуры. По петрогеохимическим характеристикам эти граниты близки к гранитам Хариусихинского массива. Это Na–K-граниты ($K_2O/Na_2O = 1.7–2.3$), обогащённые (в г/т) U (7–12), Th (70–112), REE (до 760), Y (до 86), Zr (270–400). Потенциальные ресурсы их в отношении редких элементов ещё пред-

стоит оценить. Лейкограниты Хребтового массива на 50 млн лет моложе Хариусихинских. Формирование их происходило за счёт палеопротерозойского корового источника, T_{Nd} (DM-2st) = 1773 млн лет и ε_{Nd} (T) = -4.5, синхронно с развитием Захребетнинской вулкано-тектонической структуры, включающей трахибазальт-трахитовую ассоциацию субщелочных и щелочных интрузий.

Редкометалльные граниты расположены в северной части Центрального металлогенического пояса, в зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов. Становление их осуществлялось через 170—120 млн лет после коллизионного события, происходившего в Енисейском кряже около 870 млн лет тому назад. Близость по времени формирования гранитов с проявлениями рифтогенеза, бимодального, субщелочного и щелочного вулканизма свидетельствует о связи редкометалльных гранитов с обстановками растяжения. Ранее нами в этой зоне выявлены четыре эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 700 и 650—630 млн лет [1]. Проявления магматизма происходили синхронно с накоплением терригенных субаэральных отложений в узких приразломных прогибах — грабенах, несущих явные признаки рифтовых структур. В обрамлении грабенов одновременно с проявлением в них вулканизма и накоплением терригенных толщ формировались гранитоидные и щелочные интрузии.

Предполагается, что неопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм в составе магматической провинции длительного полихронного развития связан с плюмовой активностью, обусловившей распад суперконтинента Родиния [1–3]. Это согласуется со временем проявления аналогичных процессов в других регионах Сибири и континентальных блоках Родинии – Лаврентии, южном Китае, Индии, Австралии [1–4].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

- [1] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 666–688.
- [2] Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 158–181.
- [3] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, т. 48 (5), с. 32–53.
- [4] Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК (440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17 (3), с. 29–45.



ПЕТРОГЕНЕЗИС, U–Pb-BO3PACT, Rb–Sr- И Sm–Nd-СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ РЯЗАНОВСКОГО МАССИВА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

А.Д. Ножкин¹, О.М. Туркина¹, И.И. Лиханов¹, Ю.Л. Ронкин²

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа (ЕК), представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона (СК), важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднемезопротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2-0.9 млрд лет [1]. В пределах юго-западной окраины СК в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской и вальгальской складчатости рассматриваются гранитогнейсовые купола, гранитоиды Гаревского комплекса и метапелиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов, проявленные в структурах ЕК [2-8]. Однако проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом остаются дискуссионными и далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли.

Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, где обсуждаются особенности происхождения пород Рязановского гранитоидного массива и геохронологические свидетельства ранненеопротерозойских событий в эволюции ЕК. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении СК в состав древнего суперконтинента Родиния.

Рязановский массив расположен в нижнем течении р. Кия (правый приток р. Енисей) и представляет собой сравнительно небольшой интрузив общей площадью около 190 км². В тектоническом отношении он локализован вблизи Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ), разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн. Вмещающими для массива являются палеопротерозойские метапелиты немтихинской толщи и тейской серии, включающими горизонты мраморов и амфиболитов.

По своему петрохимическому составу гранитоиды Рязановского массива соответствуют гранитам нормальной щелочности, субщелочным гранитам и лейкогранитам. Содержание SiO_2 в них варьирует от 68 до 74 мас %, K_2O от 3.9 до 5.7 мас %; величина K_2O/Na_2O изменяется в диапазоне 1.3–2.2. В целом эти породы явля-

² Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заврицкого УрО РАН,

ются железистыми (FeO/(FeO* + MgO) = 0.83–0.88) и слабо перглиноземистыми (ASI = 1.0–1.2).

Спектры РЗЭ для гранитов умеренно фракционированные с обогащением легкими лантаноидами $(La/Yb)_n = 12.0-22.5)$ и отчетливым обеднением Eu $(Eu/Eu^* = 0.15-0.45)$, с уменьшением Eu/Eu* от гранитов к субщелочным их разностям и лейкогранитам, коррелируя с уменьшением содержания плагиоклаза. Мультиэлементные спектры большинства гранитоидов характеризуются обогащением наиболее несовместимыми элементами, резкими минимумами по Nb и Ti и слабым обеднением по Ba и Sr. Исходя из высокой железистости и повышенных содержаний Th, высокозарядных элементов (Zr, Nb, Y), легких РЗЭ эти породы сопоставимы с A-гранитами или высокодифференцированными I-гранитами.

Таким образом, Рязановский массив носит все признаки натрий-калиевых геохимически дифференцированных гранитных массивов, состав которых эволюционирует от гранитов до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Обогащение гранитов высокозарядными элементами и Th сближает их с гранитами А-типа, что могло произойти в результате плавления корового кварц-полевошпатового источника при высокой температуре с полным растворением акцессорных элементов в магмообразующем субстрате. При последующей дифференциации расплава вероятно также происходило накопление некогерентных редких элементов.

Для геохронологических исследований отобрана проба светло-серого равномерно среднезернистого субщелочного лейкогранита с незначительным содержанием биотита. Графическая интерпретация U-Pb LA-ICP-MS конкордантых данных для 12 кристаллов циркона ($1011.4 \pm 7.9, 95\%$ conf. lim., MSWD = 1.3); результаты вычисления средневзвешенных значений конкордантных U-Pb возрастов с помощью четырех алгоритмов (по более статистически представленному количеству кристаллов n = 18), в том числе робастных, показывают U-Pb возраст 1013.0 ± 9.9 млн лет [0.97%] 95% conf., MSWD = 0.00017, который может быть принят в качестве наилучшей оценки времени формирования гранитов Рязановского массива.

Представлена Rb-Sr и 147 Sm- 143 Nd ID-TIMS систематика двух образцов гранитов. Рассмотрение Rb-Sr изотопной сигнатуры этих образцов на графике Николайсена в координатах 87 Rb/ 86 Sr - 87 Sr/ 86 Sr выявляет эволюционную зависимость, с наклоном (slope) = $\exp(\lambda_{87}*t)$ -1) = 0.01562, где $\lambda_{87}=1.42*10^{-11}$ лет- 1 постоянная распада 87 Rb, соответствующим возрасту 1091 ± 55 млн лет. На этом же графике представлена линия согласования (reference line) с U-Pb LA-ICP-MS возрастом t=1013 млн лет и slope = $\exp(\lambda_{87}*t)$ -1) = 0.01449. Учитывая, неопределенности построения двухточечной регрессионной зависимости и погрешности для величины 87 Rb/ 86 Sr, а также вариации конкордантных значений U-Pb возраста исследованных кристаллов циркона можно заключить, с известным приближением, о совпадении U-Pb и Rb-Sr возрастов. Относительно высокое значение первичного изотопного отношения (87 Sr/ 86 Sr) $_{0}$ = 0.7124 ± 0.0036 свидетельствует о существенной роли корового компонента в формировании расплава, что находит свое подтверждение и в величинах $\epsilon_{\rm Nd}(t)$, равных – 5.0, – 4.8 для гранитов исследуемых образцов, соответственно.

Концентрации Sm и Nd в исследованных образцах гранитов ограничены интервалом 5.3–6.8 г/т, 31–40 г/т, при этом вариации величин 147 Sm/ 144 Nd и 147 Nd/ 144 Nd составляют всего лишь 1.6% и 0.003%, что в конечном итоге определяет близость $T_{\rm DM}$ 1902, 1910 млн лет, соответственно. Вычисленные, с учетом $t_{\rm U-Pb}$ (1013 млн лет) двухстадийные оценки модельного возраста, также практически совпадают (2069,

2057 млн лет). Поскольку, U-Pb возраст гранитов Рязановского массива значимо меньше Nd модельных датировок, последние следует интерпретировать «усредненным» смешанным источником, имеющим как минимум, раннепротерозойский возраст.

Становление гранитоидов Рязановского массива на рубеже мезо- и неопротерозоя (1013 ± 9.9 млн лет) отвечает раннему этапу гренвильской орогении на югозападе Сибирского кратона. В пределах ЕК в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской складчатости также рассматриваются гранитогнейсовые купола, гранитоиды Гаревского комплекса, метапелиты низких/умеренных давлений и тектониты Северо- и Южно-Енисейского кряжа, а также метабазиты Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангара [2–12]. Их формирование происходило в результате коллизии блоков континентальной коры и последующего постколлизионного растяжения, связанных с ранним этапом орогенических событий гренвильского возраста, что совпадает со временем формирования структуры суперконтинента Родиния.

Выводы. Породы Рязановского массива с возрастом 1013 ± 9.9 млн лет, локализованные в зоне влияния Приенисейского разлома, представлены высокожелезистыми разностями и сопоставимы с А-гранитами и высокодифференцированными І-гранитами. Состав их изменяется от нормальных до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Изотопные (Sr, Nd) характеристики пород свидетельствуют в пользу их образования из древнего корового субстрата, усредненный возраст которого отвечает палеопротерозою. Обогащение высокозарядными и радиоактивными элементами предполагает их образование из корового кварц-полевошпатового источника с полным плавлением акцессорных минералов и последующую дифференциацию расплава.

Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о вхождении Сибирского кратона в состав ядра Родинии [13, 14]. Представленные свидетельства позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например, ранние предположения об отсутствии на ЕК орогенных событий гренвильского возраста.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-77-20018).

- [1] Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17 (3), с. 29–45.
- [2] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 881–891.
- [3] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В, Сухоруков В.П. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // Петрология, 2013, т. 21 (6), с. 612–631.
- [4] Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014, т. 48 (5), с. 32–53.

- [5] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В. Р-Т-t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1031–1056.
- [6] Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geol. Society, London, Special Publications, 2019, v. 478, p. 89–115.
- [7] Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland), 2022, v. 12, No. 11, Art. 402.
- [8] Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология, 2023, т. 31 (1), с. 49–80.
- [9] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е. Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия, 2015, т. 46 (1), с. 20–41.
- [10] Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology, 2004, v. 22, No. 8, p. 743–762.
- [11] Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е. Тейский полимета-морфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии Наук, 2011, т. 436 (4), с. 509–514.
- [12] Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия, 2015, т. 53 (8), с. 675–694.
- [13] Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science, 2003, v. 300, p. 1379–1381.
- [14] Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // Earth-Science Reviews, 2023, v. 238, Art. 104336.



РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА САПРОПЕЛЕЙ МАЛЫХ ОЗЕР ГУМИДНОГО, АРИДНОГО И НИВАЛЬНОГО ТИПА СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Е.А. Овдина, В.Д. Страховенко, Г.И. Малов, В.И. Малов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, ovdina@igm.nsc.ru

Малые (до 10 км²) континентальные озера являются основными водоемами стока, а их донные отложения становятся природными архивами, хранящими историю озера и его водосборного бассейна. Малые озера также функционируют как современные природные лаборатории, на которые влияют как природные, так и антропогенные факторы, при тесном взаимодействии биотических и абиотических факторов.

Донные отложения исследуемых малых озер представляют собой органоминеральные донные отложения (сапропель и минеральный ил), которые используются в различных отраслях промышленности, таких как сельское хозяйство, косметология и др. Изучение геохимии и минералогии сапропелей имеет важное значение для дальнейшей оценки этого сырья [1]. Согласно [2], существует четыре основных типа седиментогенеза – гумидный, аридный, нивальный и вулканогенно-осадочный (азональный). По данным [1] и по результатам более ранних исследований авторов установлено, что гумидный тип коррелирует с зоной интенсивного накопления сапропеля в подтаежных (Васюганская равнина) и лесостепных ландшафтах (Барабинская низменность). В зоне аридного типа седиментогенеза (Кулундинская равнина) наиболее распространенным типом донных отложений являются солоноватый сапропель и минеральный ил. Нивальный тип седиментогенеза коррелирует с азональными территориями слабого накопления сапропеля на среднегорных и высокогорных территориях (Горный Алтай).

Для применения сапропелей в различных отраслях, они должны соответствовать радиационно-гигиеническим нормативам по активности естественных (232 Th, 238 U, 40 K) и искусственных (137 Cs) радионуклидов [3]. Для этого оценивается характер их распределения и вычисляется суммарная эффективная удельная активность (Ac) от естественных радионуклидов по формуле:

$$Ac = A_U *3.4*10^{-7} +1.31A_{Th} + 0.085A_K [4],$$

где A_U , A_{Th} , A_K - удельные активности соответствующих радионуклидов.

Норма значений Ас для естественных радионуклидов не должна превышать 300 Бк/кг, а для техногенных радионуклидов – не превышать значений глобального фона [3].

Целью работы является оценка радиационного состояния органоминеральных озерных донных отложений с учетом типа седиментогенеза (гумидный, аридный,

нивальный), в последовательно сменяющихся ландшафтных условиях юга Западной Сибири вдоль меридионального и высотного трансектов (\approx меридионального трансекта $78^{\circ} + 3^{\circ}$ в.д. и от 51° до 57° с.ш. и высоты над уровнем моря от 125 до 3000 м).

Всего в данной работе представлены данные по 75 малым озерам трех типов седиментогенеза – гумидный (подтайга Васюганская равнина и лесостепь Барабинская низменность), аридный (ленточный бор и степь Кулундинсской равнины) и нивальный (среднегорье и высокогорье Горного Алтая, плато Укок). Частично данные для озер гумидного и аридного типа седиментогенеза рассмотрены ранее в [5].

Производился отбор проб донных отложений малых озер и почв их водосборов. Отбор проб донных отложений проводился в центре озера с лодки с использованием цилиндрического пробоотборника ($\emptyset=82$ мм, L=120 см) с вакуумным затвором (НПО Тайфун, Россия). Керн донных отложений опробован интервалами по 5 см. Отбор проб почвы осуществлялся металлическим кольцом ($\emptyset=82$ мм, L=50 мм), для каждого почвенного разреза использовалась схема непрерывного кольцевого отбора проб в верхних 30 см, далее – по генетическим горизонтам.

Аналитические исследования компонентов озера проводились в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск, Россия. Определение естественных радионуклидов (232 Th, 238 U, 40 K) проводили гамма-спектрометрическим методом на колодезном коаксиальном детекторе из сверхчистого германия (HPGe) с предусилителем и низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA («Eurysis Mesures», Франция).

Несмотря на значительную вариацию содержаний ²³²Th, ²³⁸U и ⁴⁰К в выборках, изменение средних значений в донных отложениях озер и почв их площадей водосбора невелико, как внутри одного типа седиментогенеза, так и между ними. Наибольшее (среди рассмотренных озер) содержание ²³⁸U и ²³²Th в донных отложениях установлено для озер нивального типа седиментогенеза (рис. 1), что скорее всего связано с поступлением терригенного материала непосредственно в озеро при физическом и криогенном выветривании с площадей водосбора.

Сопоставление данных по естественным радионуклидам в донных отложениях малых озер и почвах их водосборов (данные авторов), лессовидных суглинках, как основному почвообразующему субстрату юга Западной Сибири [6] и органогенных осадочных породах, наиболее близким по составу к сапропелям [7] показало сход-

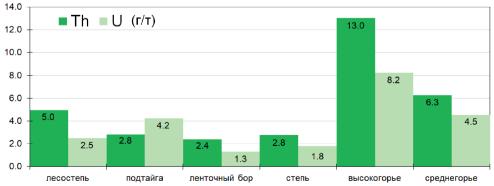


Рис. 1. Усредненные значения содержания естественных радионуклидов в донных отложениях малых озер гумидного, аридного и нивального типов седиментогенеза, расположенных в разных ландшафтах юга Западной Сибири.

ство значений в переделах 2σ. Это свидетельствует об однородности состава субстрата водосборных площадей внутри одного типа седиментогенеза и между ними. Минеральный и, соответственно, геохимический состав почвообразующих пород юга Западной Сибири по большей части определяется составом коренных пород Алтае-Саянской горной системы и Казахского мелкосопочника. В нем преобладают минералы легкой фракции (кварц, полевые шпаты, слюды), которые содержат малые количества элементов примесей [5].

Значения суммарной эффективной удельной активности естественных радионуклидов варьирует (от 3.2 до 6.6 Бк/кг) в зонах аридного и гумидного седиментогенеза, однако, значимых различий в значениях Ас не прослеживается. Зона нивального седиментогенеза отмечается более высоким значением Ac-8.3 Бк/кг в среднегорье и 17.2 Бк/кг в высокогорье. Значение Ac очень низкое и не превышает нормы в 300 Бк/кг ни в одном типе седиментогенеза и соответствует требованиям ГОСТа.

Минимальные величины Ас подтверждены для донных отложений гумидного и аридного типа седиментогенеза с высокой долей карбонатов кальцит-доломитового ряда в составе, так как кальцит и доломит практически не сорбируют и не содержат примеси микроэлементов, что также было установлено в [5]. Однако, для озер нивального седиментогенеза такой закономерности не прослеживается. Наличие большей доли терригенного материала пелитовой размерности приводит к увеличению величины Ас, даже в озерах с развитой карбонатной минерализацией, по сравнению с озерами гумидного и аридного седиментогенеза.

Значения суммарной удельной активности ¹³⁷Cs (до 112 Бк/кг) для осадков нивального типа седиментогенеза средне- и высокогорья во всех исследованных озерах находятся в пределах нормы ГОСТа. Общая удельная активность ¹³⁷Cs варьирует от 32 до 154 Бк/кг. Вертикальное распределение ¹³⁷Cs постепенно уменьшается до нулевых значений на глубине 15–20 см. Такое распределение связано с удалением ¹³⁷Cs из водосбора через частицы почвы, попадающие в озера, что в целом согласуется с данными [5] для озер гумидного (Барабинская низменность) и аридного (Кулундинская равнина) типа седиментогенеза юга Западной Сибири.

Донные отложения гумидного, аридного и нивального типа седиментогенеза юга Западной Сибири соответствуют радиационно-гигиеническим нормам ГОСТа по значению суммарной эффективной удельной активности естественных радионуклидов (Ас). Наличие карбонатной минерализации в донных отложениях нивального типа седиментогенеза не влияет на величину Ас, как в донных отложениях гумидного и аридного типа. Значения удельной активности ¹³⁷Сs (до 112 Бк/кг) для осадков нивального типа седиментогенеза средне- и высокогорья во всех исследованных озерах также находятся в пределах нормы ГОСТа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 23-27-00111), https://rscf.ru/project/23-27-00111/.

- [1] Штин С.М. Озерные сапропели и основы их комплексного освоения. Москва, Издво Московского государственного горного университета, 2005, 373 с.
- [2] Страхов Н.С. Основы теории литогенеза. Т. 1. Москва, Изд-во АН СССР, 1960, 212 с.

- [3] ГОСТ Р 54000-2010 Органические удобрения. Сапропели. Общие технические условия. Москва, ФГУП «СТАНДАРТИНФОРМ», 2011, 11 с.
- [4] Рихванов Л.П. Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиоэкологии: учебное пособие. Томск, STT, 2009, 430 с.
- [5] Strakhovenko V.D., Ovdina E.A., Malikova I.N. et al. Radioactivity Assessment of Sapropel Sediments in Small Lakes in the Baraba Lowland and Kulunda Plain, West Siberia // Geochem. Int., 2022, v. 60, p. 792–807.
- [6] Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Ленинград, Недра, 1974, 231 с.
- [7] Гавшин В.М., Щербов Б.Л., Мельгунов М.С., Страховенко В.Д., Бобров В.А., Цибульчик В.М. ¹³⁷Сs и ²¹⁰Pb в озерных отложениях степного Алтая как показатели динамики антропогенных изменений геохимического фона на протяжении XX века // Геология и геофизика, 1999, т. 40(9), с. 1331–1341.



САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО, МИНЕРАЛЫ ПАЛЛАДИЯ И ПЛАТИНЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУДНОЕ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

С.А. Онищенко, С.К. Кузнецов

Сыктывкар, Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, kuznetsov@geo.komisc.ru

Золото-палладиевое месторождение Чудное представляет большой интерес, обусловленный минералого-геохимическими особенностями руд [1–4]. Нами проведено изучение самородного золота, минералов палладия и платины на материале представительных проб, характеризующих все рудные зоны, как на поверхности, так и на глубине.

Месторождение Чудное находится на западном склоне Приполярного Урала и приурочено к осевой зоне Малдинской антиклинали, осложненной разрывными нарушениями. Ядро антиклинали сложено рифей-вендскими вулканогенными породами эффузивной и субвулканической фаций кислого и основного состава, а крылья — нижнепалеозойскими терригенными отложениями алькесвожской, обеизской и саледской свит нижнего-среднего ордовика. Все породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации, проявившийся в послеордовикское время.

Площадь месторождения Чудное сложена риолитами и породами основного состава, реже отмечаются тела андезитового состава. Самородное золото, минералы палладия и платины сосредоточены преимущественно в прожилках Сг-содержащего мусковита (фуксита) в риолитах. Толщина прожилков колеблется от долей миллиметра до 1–1.5 см. Золото и минералы палладия встречаются также в локальных участках осветления риолитов и в сульфидсодержащих андезитах в северо-восточной части месторождения. Выделятся три рудные зоны — Славная, Лидер и Людная, контролирующиеся тектоническими нарушениями северо-восточного простирания с крутым северо-западным падением. Зоны Славная и Лидер протягиваются в центральной части месторождения, сменяя друг друга по простиранию на расстояние около 900 м при ширине выходов до 60 м. На глубину эти зоны прослежены до 200 м без признаков выклинивания. Зона Людная расположена вблизи контакта риолитов с породами основного состава. Ее ширина не превышает 5 м, длина составляет около 80 м.

Самородное золото образует в фуксите выделения чешуйчатой, уплощенной и неправильной формы, размер их варьирует от 1-2 мкм до 2 мм, крайне редко до 8 мм. Золото характеризуется значительными вариациями состава и строения. Содержание Au заключено в интервале от 65.8 до 92.7 мас. % (51.5-85.7 ат. %), Ag – от 0.4 до 33.8 мас. % (0.6-47.7 ат. %), почти всегда присутствует Cu – до 12.7 мас. % (30.6 ат. %) и Pd – до 2.9 мас. %, отмечается Hg. Распространены пластинчато-решетчатые и таблитчатые структуры распада твердого раствора Au-Ag-Cu. Матрица в структурах распада имеет Ag-Au состав, пластинки или таблички соответствуют фазам Au₃Cu и AuCu. Для рудной зоны Славной наиболее характерно умеренно

медистое золото с двухфазной структурой распада, в зоне Людной распространено низкопробное серебристое золото гомогенного строения с крайне низкими содержаниями меди. Самородное золото зоны Лидер характеризуется наибольшим разнообразием, в этой зоне встречается золото с наиболее высоким содержанием меди — более 6 мас. %. На заключительных этапах минералообразования самородное золото частично замещалось вторичным высокопробным золотом.

Минералы платиновой группы являются характерными компонентами руд и распространены во всех рудных зонах, но всегда в подчиненном по отношению к самородному золоту количестве. Обычно они находятся в фукситовых прожилках в тесной ассоциации с золотом, образуя с ним совместные срастания. Наиболее распространены арсеноантимониды палладия, представленные двумя минеральными видами. Один из них, с примерно равными атомными количествами сурьмы и мышьяка, по составу соответствует изомертииту $Pd_{11}Sb_2As_2$ или псевдомертииту $Pd_{11}(Sb,As)_4$, второй, в котором сурьма значительно преобладает над мышьяком, идентифицируется как мертиит $Pd_8Sb_2 {}_5As_0$.

Изомертиит/псевдомертиит распространен в рудных зонах Славная и Лидер, а в рудной зоне Людная отмечается очень редко. Минерал в виде зерен неправильной или изометричной формы размером от 5 до 120 мкм образует срастания с золотом любого состава, но чаще с умеренно медистым, нередко образует вокруг золота невыдержанные каймы. Состав изомертиита/псевдомертиита по основным элементам довольно выдержан, в качестве примеси присутствует медь, содержание которой достигает 5.4 мас %.

Мертиит встречается во всех рудных зонах, а в рудной зоне Людная является преобладающим Рd минералом. Мертиит в виде зерен размером от 5 до 100 мкм образует срастания с золотом, сопутствующие минералы представлены фукситом, реже альбитом, кварцем и эпидот-алланитом, нередко хромсодержащим. Состав мертиита по основным элементам испытывает небольшие колебания, характерной примесью является медь, содержания которой, однако, заметно ниже, чем в изомерииите/псевдоизомертиите.

Атенеит, минерал с идеализированной формулой $Pd_2(As_{0.75}Hg_{0.25})$, отмечается в срастании с изомертиитом/псевдомертиитом и умеренно медистым золотом. Размер выделений атенеита $8{\text -}15$ мкм, форма изометричная или удлиненная. Минерал изотропный, но в одном из зерен атенеит отчетливо анизотропен. Состав атенеита довольно устойчив, но анизотропная разновидность отличается наиболее высоким содержанием As и минимальным Hg.

Помимо арсеноантимонидов палладия и атенеита в рудах изредка встречаются точно не идентифицированные мелкие зерна арсенида палладия состава (мас. %): Pd-41.0, As-49.4, Te-1.0.

Минералы системы Pd–Bi–Se представлены падмаитом PdBiSe, минералами $Pd_3Bi_2Se_2$ и Pd_6BiSe [5]. Висмутоселениды палладия встречаются в отдельных участках рудной зоны Славной в срастании с золотом гомогенного строения, нередко вместе с изомертиитом/псевдомертиитом или мертиитом.

Минерал Pd₆BiSe является наиболее распространенным среди висмутоселенидов палладия, образует выделения размером от 3 до 60 мкм. Характеризуется высокой степенью однородности и постоянством состава (мас. %, среднее по 13 анализам): Pd - 69.50, Bi - 22.60, Se - 8.19. Минерал всегда в значительной степени замещается оксидами палладия и висмута зонального строения, во внешних зонах

в составе минеральных агрегатов преобладают оксиды-гидроксиды Y, Ce и Mn, иногда силикаты и арсенофосфаты Y и Ce.

Падмаит отмечен в виде включения в самородном золоте, которое находится в срастании с альбитом, мертиитом и минералом Pd_6BiSe . Размер выделения падмаита 15 мкм, состав (мас. %): Pd-28.43, Bi-52.81, Se-19.35, формула $Pd_{1.05}Bi_{0.99}Se_{0.96}$

Минерал $Pd_3Bi_2Se_2$ обнаружен в виде включения размером 10 мкм в самородном золоте, состав (мас. %): Pd - 36.66, Bi - 45.41, Se - 15.93, Te - 0.60, U - 1.22.

Минералы системы Pd-Bi-Te в незначительном количестве отмечены в срастании с золотом гомогенного строения. Включение в золоте размером 10 мкм по составу (мас. %): Pd -36.63, Bi -50.47, Te -10.15, Sb -3.2 (формула $Pd_{1.00}Bi_{0.70}Te_{0.23}Sb_{0.07}$) соответствует **соболевскиту**.

В рудной зоне Людная обнаружен **самородный палладий** в виде выделений длиной 15–20 мкм, выполняющих интерстиции между зернами мелкозернистого прозрачного кварца в алланит-альбит-кварцевом прожилке [6]. Позднее этой рудной зоне в альбит-кварцевом прожилке был выявлен **минерал Pd-Ag-S** в виде межзерновых натечных образований в кварцевом агрегате [7]. Образование этих минералов отражает, вероятно, наиболее поздний эпизод благороднометалльной минерализации на месторождении.

Сперрилит $PtAs_2$ встречается в рудных зонах Славная и Лидер в виде мелких (5–15 мкм) кристалликов в срастании с самородным золотом, изомертиитом/псевдомертиитом и фукситом.

Результаты проведенных исследований показывают, что самородное золото месторождения Чудное весьма неоднородно по составу и строению, как в пределах месторождения, так и отдельных рудных зон. Палладиевые минералы относятся к системам Pd-Sb-As, Pd-Bi-Se и Pd-Bi-Te, отмечается самородный палладий. Платиновый минерал представлен сперрилитом. Наиболее распространенными минералами палладия в рудах месторождения Чудное являются изомертиит/псевдомертиит и мертиит. Изомертиит/псевдомертиит образует срастания с золотом любого состава и строения, а мертиит встречается только с относительно маломедистым золотом гомогенного строения. В отдельных участках руд отмечено замещение изомертиита/псевдомертиита мертиитом, что может быть обусловлено локально проявленным увеличением отношения Sb/As в рудоносном растворе в процессе минералообразования. Формирование золото-палладиевой минерализации связано с проявлением гидротермальных процессов, но источники рудных компонентов не вполне ясны. Риолиты и наблюдающиеся в районе месторождения породы основного состава не отличаются их повышенным содержанием. Тем не менее, присутствие в рудах палладия, платины золота и хрома, составляющих единую геохимическую ассоциацию, свидетельствует об общем источнике этих элементов, в качестве которого наиболее вероятны производные базит-гипербазитового магматизма.

- [1] Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудн. месторождений, 1996, (1), с. 15–30.
- [2] Онищенко С.А., Кузнецов С.К. Самородное золото Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия) // Геология и геофизика, 2023, (2), с. 233–254.

- [3] Онищенко С.А., Кузнецов С.К. Распад твердого раствора в системе Au–Ag–Cu в богатой золотом области // Геохимия, 2022, т. 67(7), с. 639–654.
- [4] Palyanova G., Murzin V., Borovikov A., Karmanov N., Kuznetsov S. Native gold in the Chudnoe Au-Pd-REE deposit (Subpolar Urals, Russia): Composition, minerals in intergrowth and genesis // Minerals, 2021, v. 11. 451.
- [5] Онищенко С.А., Кузнецов С.К., Тропников Е.М. Минеральные фазы системы Pd—Bi—Se в рудах Au-Pd-месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия). Доклады PAH, 2022, т. 504 (1), с. 41–45.
- [6] Борисов А.В. Геолого-генетические особенности Au-Pd-REE рудопроявлений хребта Малдынырд (Приполярный Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук, М., МГУ, 2005. 27 с.
- [7] Онищенко С.А., Сокерина Н.В., Кузнецов С.К., Исаенко С.И., Тропников Е.М. Стадийность формирования кварц-альбит-алланит-фукситовых прожилков на Au-Pd-месторождении Чудное (Приполярный Урал) // Вестник геонаук, 2024, (1). с. 4—15.



ЗОЛОТО КЫВВОЖСКОГО ЗОЛОТОРОССЫПНОГО ПОЛЯ (ВОЛЬСКО-ВЫМСКАЯ ГРЯДА, СРЕДНИЙ ТИМАН)

К.Г. Пархачева*, Ю.В. Глухов, М.Ю. Сокерин

Сыктывкар, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, *ksparhacheva@yandex.ru

В центральной части Вольско-Вымской гряды Среднего Тимана выявлены золотоносные россыпи, россыпепроявления и шлиховые потоки россыпного золота, приуроченные к долинам истоков р. Белой Кедвы.

Результаты изучения россыпного золота этого района изложены в ряде работ [1-5]. Несмотря на многолетние поисковые работы, коренные источники золота остаются неизвестными. В последние годы нами с участием сотрудников ФГБУ «Институт Карпинского» проведены работы по изучению Кыввожского района, целью которых было изучение типоморфизма золота для определения генетического типа коренных источников россыпей с выделением перспективных участков.

Золото встречается от единичных знаков до весовых содержаний в аллювии ручьёв Кыввож, Средний Кыввож, Левый Кыввож, Димтемъёль и р. Покъю. Совместно с золотом во многих пробах в количестве единичных знаков присутствуют минералы платиновых металлов. Изучение химического состава и внутреннего строения золота проводилось с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan VEGA 3 LMN с использованием приставки INCA X-MAX фирмы Oxford Instruments на базе ЦКП "Геонаука" в Институте геологии Коми научного центра.

Ручей Кыввож. Размеры самородного золота варьируют в широком диапазоне — от 0.05 до 1.0 мм, при преобладании мелкого — 0.25—0.5 мм. Золото в разной степени окатанное с преобладанием полуокатанного (45 %). Характерными формами являются комковидная и сложная, обусловленная угловатостью, вызванная повторными деформациями — изгибами, разрывами, наклёпами. Содержания Ад варьируют от 0.5 до 31.8 мас. % (рис. 1). В единичных зернах отмечается Си (до 0.5 мас. %), Pd (0.4 мас. %), Hg (2.9 мас. %). Пробность золота колеблется от 685 до 1000 ‰, при этом доминирующим является весьма высокопробное золото. Внутреннее строение преимущественно гомогенное (75 %), реже неоднородное (25 %). Неоднородность обусловлена присутствием высокопробных кайм и прожилковидных относительно низкопробных зон. Установлены минеральные включения ряда кобальтин-герсдорфит, галеновисмутит, ауростибит, самородный висмут.

Ручей Средний Кыввож. Величина золота меняется от 0.05 мм до 2 мм. Наиболее часто встречаемым является мелкое золото (0.25–0.5 мм). Ранее на этом участке были найдены самородки до 2 см и весом до 24 г [4]. Наблюдается большое разнообразие форм. Наиболее распространенными являются пластинчатые, комковидные и сложные формы, образованные в результате повторных деформаций. Все изученные частицы в той или иной степени окатаны, при этом превалирует полуокатанное золото (48 %). У большинства золотин наблюдаются валики. Поверхность

бугорчато-ямчатая со следами растворения. В кавернах, ямках и на сгибах частиц наблюдаются примазки серых или буроватых глинистых минералов. Иногда отмечаются корки чёрных и красно-бурых оксигидроксидов марганца и железа. Содержания Ag варьируют от 0.7 до 42 мас. % (рис. 1). Пробность золота колеблется от 578 до 1000 ‰. В единичных случаях отмечается Cu (0.5–9.4 мас. %), Hg (2.2–4.3 мас. %). Внутреннее строение золота также преимущественно гомогенное $(79\ \%)$, доля неоднородного существенно меньше -21%. Неоднородность выражена блочно-мозаичной структурой с низкопробными и высокопробными прожилками и зонами с высокими содержаниями серебра (до 50.7 мас. %). Также отмечаются высокопробные каймы толщиной 4–10 мкм. Выявлены включения галенита, пирита и халькопирита, скиппенита, а также кварца, мусковита и магний-железосодержащих карбонатов.

Ручей Левый Кыввож. Основная часть золота приходится на два гранулометрических класса: тонкого (0.05–0.1 мм) и весьма мелкого (0.1–0.25 мм) (рис. 1). Золото преимущественно полу- и хорошо окатанное пластинчатой и таблитчатой формы. Поверхность золота характеризуется бугорчато-ямчатым микрорельефом, присущим золоту Кыввожского участка. Содержания Ад варьируют от 0.5 до 30.2 мас. %. В редких случаях отмечается примесь Cu (0.4–21.9 мас. %), Pd (1.06–

Название водотока	Коли- чество зерен	Размерность	Характерные формы	Проб- ность, ‰	Содержание примесей, мас. %*	Включения в золоте
руч. Кыввож	387	40 7% 20 - 0 0 0.1 0.1 0.2 0.2 0.2 0.5 1.0 MM	2 <u>00 mkm</u>	685-1000 977 (52)	Ag 0.5-31.9 2.4 (51) Cu 0.36-0.48 (2)	Gn, Cbt-Grdf, Gbit, Ausb, Bi, Ccp, Cov, Mus, Qz,
руч. Средний Кыввож	1134	60 % 40 20 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	2 <u>00 mkm</u>	<u>578-1000</u> 921(81)	Ag 0.5-42.2 7.9 (79) Cu 0.5-9.4 4.05 (3) Hg 3.1-4.3 2.2 (4)	Ру, Сср, Skp, Gn в срастании с фазами Sb, Cu
руч. Левый Кыввож	93	60]% 40] 20] 8 ^N 0.8 ^D 0.2 ^D MM	50 MKM	<u>699-1000</u> 953 (33)	Ag 0.5-30.2 6.0 (27) Cu 0.4-21.9 5.6 (4) Pd 1.1-1.9 (1) Hg 2.9 (1)	Py, Svi, Qz
руч. Дим- темъёль	22	60 40 - 20 - 20 - 20 - 20 - 20 - 20 - 20	5 <u>0 mrm</u>	829-989 892 (7)	Ag 1.1-17.1 10.8 (7)	_
р. Покъю	118	80]% 40 - 0 - 0.10 ⁷⁵ 0.51 ¹⁰ 0.51 ¹⁰ 10 ²⁰ MM	100 мкм	710-1000 933 (45)	Ag 0.45-29.3 7.6 (3)	Gn, Cbt-Grdf

Рис. 1. Типоморфные особенности самородного золота Кыввожского района. Ausb — ауростибит, Bi — самородный висмут, Cbt-Grdf — минералы ряда кобальтин-герсдорфит, Cov — ковеллиноподобная фаза, Gbit — галеновисмутит, Gn — галенит, Mus — мусковит, Py — пирит, Skp — скиппенит, Svi — судовиковит. В числителе указаны диапазоны пробности и содержанийэлементов-примесей, в знаменателе — среднее значение, в скобках - количество частиц, взятых при расчете.

1.9 мас. %), Нg (2.9 мас. %). Пробность изменяется от 699 до 1000 ‰. Как и на предыдущих участках наблюдается гомогенное (76 %) и неоднородное строение золота (24 %). Неоднородность обусловлена высокопробными и низкопробными прожилками. Содержание Ag в высокосеребристых прожилках достигает 52.2 мас. %. Практически у всех частиц золота встречается высокопробные каймы толщиной от 5 до 30 мкм. В золоте зафиксированы микровключения монацита, пирита, кварца, судовиковита.

Ручей Димтемъёль. Размер золота варьирует от 0.05 мм до 0.5 мм (рис. 1). Золото представлено пластинчатыми, таблитчатыми и сложными формами, преимущественно хорошо окатанное. В кавернах на поверхности часто присутствует глинистый материал. Для большей части золотин характерны валики и сглаженный микрорельеф. В составе золота содержание Ag составляет 1.1–17.1 мас. %. Пробность изменяется от 829 до 989 ‰. Золото, в основном, гомогенное. Низкопробные прожилки наблюдались лишь в одной частице. Содержание Ag в них достигает 42 мас. %. Высокопробная кайма присутствует во всех зернах. Ее максимальная толшина составляет 0.5 мм.

Река Покъю. Величина золота варьирует от 0.1 до 2.3 мм. Преобладает золото мелкого класса крупности — 0.25—0.5 мм, составляющее 67 % (рис. 1). Частицы преимущественно хорошо окатанные пластинчатые, таблитчатые. Нередко отмечаются следы деформаций в виде свежих царапин, признаков волочения, сдавленности, смятия. В ямках и бороздах часто присутствует кварц и примазки глинистых минералов [6]. Содержания Ад достигают 29.3 мас. %. Пробность изменяется от 710 до 1000 %. Блочно-прожилковая структура отмечается у 17 % золотин. Содержание серебра в высокопробных прожилках не превышает 0.4 мас. %, а у высокосеребристых колеблется от 6.8 до 32.8 мас. %. Высокопробные каймы отмечаются у всех частиц толщиной до 54 мкм. В золоте установлены микровключения галенита и минеральных фаз ряда кобальтин-герсдорфит.

Типоморфные особенности россыпного золота из аллювия водотоков Кыввожского района указывают на его длительное пребывание в экзогенных условиях и наличие нескольких коренных источников. Основными и наиболее вероятными источниками, судя по минеральным включениям, содержанию серебра в золоте, являются зоны развития сульфидной и кварц-сульфидной минерализации, локализованные во вмещающих в рифейских сланцевых толщах. Присутствующие примеси меди, палладия и ртути в золоте, могут свидетельствовать о связи с базитовым магматизмом и глубинными разломами и являться еще одним источником.

Средний Тиман является перспективным районом в отношении золотоносности и требует продолжения поисковых работ на коренное золото.

Работа выполнена в рамках государственного задания №122040600009-2 Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

- [1] Глухов Ю.В., Кузнецов С.К., Савельев В.П., Котречко Е.Ю. Золото из аллювиальных отложений Среднего Кыввожа (Вольско-Вымская гряда, Тиман) // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2018, № 1(33), с. 49–59.
- [2] Дудар В.А. Россыпи Среднего Тимана // Руды и металлы, 1996, № 4, с. 80–90.
- [3] Майорова Т.П. Минералогия и типоморфизм золота кайнозойских россыпей севера Урала и Тимана // Руды и металлы, 1996, № 4, с. 45–55.

- [4] Макеев А.Б., Дудар В.А. Самородки золота россыпных проявлений Приполярного Урала и Среднего Тимана // Вестник Института геологи Коми НЦ УрО, 2003, № 11, с. 15–18.
- [5] Макеев А.Б., Крапля Е.А., Брянчанинова Н.И. Платиноиды в аллювии и россыпях ключ к поискам коренных месторождений платины в Республике Коми. Отв. ред.: акад. Н.П. Юшкин. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 1996, 44 с.
- [6] Пархачева К.Г. Золото и минералы тяжелой фракции аллювиальных отложений р. Покью (западный склон Вольско-Вымской гряды, Средний Тиман) // Вестник геонаук, 2022, № 1(325), с. 21-32. DOI: 10.19110/geov.2022.1.2.



ГЕОДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ ДАРЬИНСКОГО ФОИДОЛИТ-ФОИДОСИЕНИТОВОГО КОМПЛЕКСА КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА (РФ) ПО ДАННЫМ ПЕТРОГЕОХИМИИ

В.Ф. Полин

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, vfpolin@mail.ru

Интерес к ассоциациям щелочных пород с гранитоидами, широко развитым в зонах позднемезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) Алданского щита (АЩ), обусловлен контрастным сонахождением натрикалиевых и калинатриевых субщелочных и калиевых щелочных пород, малой распространенностью и всё ещё недостаточной изученностью щелочных пород калиевой линии химизма. Издавна привлекала внимание исследователей и проблема геодинамических условий формирования полиформационного позднемезозойского магматизма зон ТМА, не потерявшая актуальности поныне. В этом плане несомненный интерес представляют вопросы геодинамики становления ранне-аптского [1] фоидолит—фоидосиенитового дарьинского гипабиссального комплекса, проявленного в Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП), расположенной на востоке АЩ. В свете сказанного, целью данной работы являлось определение геодинамических условий формирования дарьинского комплекса на основе новых петрогеохимических данных по составу слагающих его пород.

Минералого-петрографическая типизация дарьинского комплекса. Дарьинский комплекс образован семействами: фоидолитов ультраосновных (мельтейгиты, ийолиты) и основных (малиньины и меланократовые малиньиты), щелочных фоид-содержащих габброидов (тералиты, шонкиниты, эссекситы и железистые эссекситы), фельдшпатоидных и щелочных фоид-содержащих сиенитов (фойяиты, луявриты, ледмориты, миаскиты, пуласкиты, фоид-лаурвикиты, псевдолейцитолиты, очень редко — лаурвикиты и корундовые пуласкиты). Дайково-жильные образования представлены эссекситами, шонкинитами, вишневитовыми сиенит-порфирами, тингуаитами, сельвсбергитами и апонефелиновыми щелочными пегматитами. С некоторыми интрузивными телами комплекса связаны проявления фенитов и автометасоматитов.

Петрохимическая систематика. Как следует из результатов петрогеохимического изучения комплекса, сложен он породами двух серий, контрастных по многим параметрам: *камафугитовой* и *тефрит-лейцититовой* серий. Последняя, в свою очередь, подразделяется на две обособленные группы: низкокальциевую, преобладающую по объёму, и высококальциевую, проявленную незначительно. Особенностью дарьинского комплекса, в сравнении с раннемеловым бокурским и позднемеловым курунгским комплексами фоидовых и щелочных пород ККЮМП [2, 3],

является более широкий диапазон содержаний кремнекислоты (36–63 % SiO₂), глинозёма (5–24 %), оксидов кальция (1–22 %) и щелочных металлов (1–12 % Na₂O и 1–9 % $\rm K_2O$). Подавляющее большинство пород обеих серий относится к высокощелочным образованиям натриевой, калиевой, калинатриевой и натрикалиевой специализаций, с преобладанием двух последних.

Геодинамическая обстановка формирования дарьинского комплекса. Традиционно позднемезозойские щелочные магматиты Алданского щита увязывали с процессами рифтогенеза, обусловленного мезозойской ТМА этой глобальной структуры. Более поздние модели мезозойского магматизма АЩ связывали его проявления либо с коллизионными событиями при столкновении Восточно-Сибирской и Китайской плит, либо с обстановкой континентальной трансформной окраины калифорнийского типа. Имеются указания и на возможную его надплюмовую либо надсубдукционную природу.

Результаты дискриминантного геодинамического анализа. Учитывая противоречивость имеющихся представлений о геодинамической обстановке становления раннемеловых щелочных магматитов АЩ, и с целью получения дополнительных критериев геодинамических условий становления собственно дарьинского комплекса, автор применил серию дискриминантных диаграмм, позволяющих различать магматические породы, формировавшиеся в различных геодинамических ситуациях, по данным петрогеохимии. Были использованы диаграммы Г.Б. Ферштатера [4], А.Д. Симонова [5] и А.В. Гребенникова [6].

Анализ положения составов дарьинских плутонитов на диаграмме «Rb-Sr» Г.Б. Ферштатера (рис. 1A) позволил заключить, что распределение фигуративных

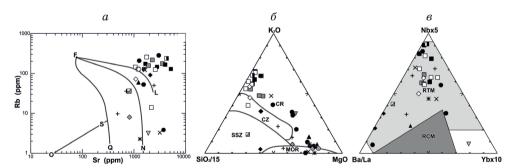


Рис. 1. а) Дискриминантная геодинамическая диаграмма «Rb-Sr» Г.Б. Ферштатера [4] для пород дарьинского комплекса. Области составов пород, характерные для разных геодинамических режимов: OSQ − производные океанических толеитов; QFN − производные континентальных толеитов; NFL − производные континентальных андезитов. Выше линии FL − область производных щёлочно-базитовой магмы: магматических пород стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре. б) Составы пород дарьинского комплекса на диаграмме Д.А. Симонова [5]. Поля составов магматитов типовых геодинамических обстановок: MOR − срединно-океанических хребтов; SSZ − надсубдукционных обстановок; CZ − областей континентальной коллизии; CR − континентальных рифтов. в) Дискриминантная диаграмма А.В. Гребенникова (по: [6] для интерпретации геодинамических обстановок магматизма конвергентных и трансформных границ плит. Поля магматитов различных обстановок: RTM − трансформных окраин; RCM − конвергентных границ плит; треугольники со светло-серой заливкой − участки перекрытия полей различных обстановок. Фигуративные точки − составы пород дарьинского комплекса.

точек значительной части пород в области составов (выше линии FL), характерных для «магматических пород стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре», вполне согласуется с геологической позицией комплекса.

На диаграммах Д.А. Симонова (одна из диаграмм показана на рис. 1Б), способных дискриминировать вулканоплутонические породы из областей межконтинентальной коллизии, океанического спрединга, субдукции и континентального рифтинга, фигуративные точки магматитов дарьинского комплекса находятся в полях континентально-рифтогенных магматитов, подобных породам африканских рифтов.

Схожая ситуация наблюдается на дискриминантных геодинамических диаграммах А.В. Гребенникова, позволяющих отличать магматические породы надсубдукционного типа от магматитов, образованных в обстановках дивергентных границ плит, в частности, связанных с их скольжением относительно друг друга. Здесь представлена одна из диаграмм этого автора (рис. 1В), показывающая, что дарьинские магматиты уверенно занимают поле пород из областей скольжения литосферных плит, что в принципе согласуется с результатами дискриминантного анализа по диаграммам Д.А. Симонова.

Заключение. Подытоживая результаты геодинамического дискриминирования дарьинских магматитов, следует отметить, что распределение их составов на *всех* использованных диаграммах согласуется с предположением о континентально-рифтогенном происхождении изученных образований, что не противоречит предложенной ранее трактовке геодинамической позиции становления зон позднемезозойской ТМА АЩ. При учёте геофизических, петрогенетических сведений и результатов геодинамической типизации пород, наиболее *реалистичной* представляется гипотеза о становлении комплекса в условиях континентального рифтинга, связанного с обстановкой скольжения литосферных плит: Сибирского континента и Амурского супертеррейна, в поздней юре – раннем мелу [7].

Исследования выполнены в рамках государственного задания Дальневосточного геологического института ДВО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В., Киселёв В.И., Будницкий С.Ю., Травин А.В., Ризванова Н.Г., Баринов Н.Н., Екимова Н.И., Пономарчук А.В. Двуэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // Доклады РАН, 2014, т. 459 (1), с. 67–72.
- [2] Полин В.Ф., Сахно В.Г. Петрогенезис щелочных вулканитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // Доклады РАН, 2004, т. 394 (3), с. 364–367.
- [3] Полин В.Ф., Остапенко Д.С. Щёлочно-салический курунгский комплекс Кеткапско-Юнской магматической провинции (Алданский щит, Россия): петрогенезис и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 2023, т. 65 (3), с. 325–352.
- [4] Ферштатер Г.Б. Rb-Sr диаграммы для анализа геодинамического режима образования магматических серий // Ежегодник-1980: Информационные материалы. Свердловск, 1981, с. 86–88.

- [5] Симонов Д.А. Геодинамические обстановки проявления позднекайнозойского вулканизма Эгейско-Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса / Автореф. канд. дис-и. М.: МГУ, 1998. 27 с.
- [6] Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // International Geology Review, 2020, p. 2–29.
- [7] Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006, кн. 2, с. 573–981, [10 с.] + 5 п. л. цв. вкл.



ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ СТРАТЕГИЧЕСКИХ ВИДОВ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.П. Похиленко

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, chief@igm.nsc.ru

Особая геополитическая и экономическая важность освоения и развития арктических территорий неоднократно подчеркивалась в последнее десятилетие в ряде решений руководства страны. В то же время отсутствие на арктических территориях развитой инфраструктуры и суровые климатические условия делают нерентабельным освоение мелких и средних по запасам месторождений даже дефицитных и стратегически важных видов полезных ископаемых. В этой связи в нынешних условиях, а также на среднесрочную (15–20 лет) в арктической зоне РФ экономически эффективным будет освоение крупных и сверхкрупных месторождений, практически отсутствующих на освоенных территориях страны [1, 3, 4]. Технический прогресс не только не снижает потребность в полезных ископаемых, но и расширяет их номенклатуру, что требует развития и модернизации МСБ как на сегодняшний день, так и на перспективу [3, 4].

Для центральных и восточных районов Арктической зоны Сибирской платформы большая часть прогнозируемых и известных месторождений и рудопроявлений ТПИ относятся к категории мелких и средних. Но здесь на территории Лено-Хатангского междуречья, охватывающего большую часть Арктической зоны Сибирской платформы, выявлены и гигантские месторождения стратегических видов сырья. К их числу относятся Томторское [3, 4] (ниобий-редкоземельное) и Попигайское [2, 3] (алмаз-лонсдейлитовое абразивное сырье с уникальными технологическими характеристиками), которые могут стать основой новых минерально-сырьевых центров на севере Красноярского края и Якутии, поэтому их следует выделить особо.

На Томторском массиве геологическими работами только на P3M закрыто лишь около 40 км² территории Томторского массива, общая площадь которого составляет около 240 км². Общие ресурсы Томторского месторождения колоссальны: $Nb_2O_5-73.636$ млн т., P3M-153.7 млн т., P_2O_5- около 2 млрд. т. В то же время в пределах массива установлены перспективы выявления месторождений золота, ЭПГ и марганца. Неподалеку от массива Томтор расположены схожие по строению и происхождению массивы Богдо, Чюемпе, Буолкалах, Уэле и редкоземельная зона Чимара. Из них весьма слабо изучены только массив Богдо и редкоземельная зона Чимара, остальные объекты даже не вскрывались бурением, что многократно повышает рудные перспективы всего района.

Опережающее доизучение Томторского массива и научно-методическое сопровождение первого этапа его освоения позволит обеспечить Россию полным ассор-

тиментом редкоземельной продукции и гарантирует реализацию самых смелых стратегических интересов нашей страны в инновационном направлении. Уникальные параметры руды Томторского месторождения диктуют необходимость детального изучения вещественного состава и разработки оптимальной схемы ее переработки, позволяющей переводить в товарную продукцию более 75% объема руды. Совершенствование технологии позволит получать продукцию первого передела (карбонаты РЗЭ), второго – индивидуальные оксиды и высокочистую продукцию – РЗМ (включая тяжелые, наиболее дорогостоящие лантаноиды) и их соединения. В результате будет гарантировано:

- 1) стабильное обеспечение на многие десятки лет отечественных высокотехнологичных предприятий стратегическим сырьем ниобием, скандием и редкоземельными металлами, включая дефицитные и дорогостоящие тяжелые РЗЭ (Nd, Eu, Dy и др.), независимо от импорта и волатильности мировой конъюнктуры;
- 2) создание непрерывной технологической цепочки полного цикла: Добыча Nb-TR руд переработка выпуск концентратов разделение P3M получение чистых металлов и продукции, содержащей TR», опираясь только на отечественную сырьевую базу;
- 3) интеграция России в мировой рынок РЗМ с конкурентоспособной продукпией.

Попигайский метеоритный кратер — единственное в мире месторождение нового вида минерального сырья — импактных алмазов. Благодаря полифазности и особенностям структуры этот материал обладает в 2—2.5 раза более высокой абразивной способностью и в 2.5—4 раза — износостойкостью, на 200—250 °C более высокой термостойкостью и 5—9 раз — удельной поверхностью. Это открывает для импактных алмазов широчайшие возможности использования в широком ряде отраслей высокотехнологичной промышленности. Освоение этого сырья направлено на импортозамещение и одновременно экспортоориентировано благодаря огромным ресурсам месторождения, превышающим 1.2 триллиона карат.

Основные перспективы коренной алмазоносности Сибирской платформы связываются со среднепалеозойскими кимберлитами [5, 6]. Прогрессирующее истощение сырьевой базы алмазов определяет необходимость постановки прогнознопоисковых работ с участием специалистов геологических институтов СО РАН по выявлению новых месторождений в арктической части платформы, где в ряде территорий установлены прямые признаки существования новых полей высокоалмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста. Их присутствие на северо-востоке платформы достоверно обосновывается: 1) наличием в регионе выявленных слабоалмазоносных кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста; 2) наличием в регионе алмазоносных гравелитов среднепалеозойского возраста; 3) наличием в ряде россыпей региона доминирующих количеств алмазов, аналогичных по морфологическим характеристикам таковым из среднепалеозойских кимберлитов с промышленной алмазоносностью; 4) наличием в россыпях региона гранатов, имеющих признаки состава, характерные для гранатов из алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста и глубоко корродированных в латеритной коре выветривания позднедевонского возраста. В частности, в районе Кютюнгдинского грабена в турнейских прибрежно-морских отложениях локализованы исключительно кимберлитовые алмазы, и по высоким содержаниям пиропов «алмазной ассоциации» на этой территории прогнозируются высокопродуктивные

кимберлитовые тела. В последнее время повышенные содержания «алмазных» пиропов установлены в популяциях гранатов из русловых отложений средней части бассейна р. Куойка, восточнее Уджинского поднятия. Преобладающие количества алмазов, характерных для промышленных среднепалеозойских кимберлитов, помимо россыпей р. Молодо, установлены в ряде россыпей бассейна р. Анабар, обрамления Уджинского поднятия и ряда правых притоков нижней части бассейна р. Лена. Эти районы имеют хорошие перспективы выявления новых полей кимберлитов среднепалеозойского возраста, включающих тела с промышленной алмазоносностью [5].

Таким образом, на севере Сибирской платформы на текущий период имеются серьезные предпосылки создания уникальной в мировом масштабе сырьевой базы добывающей промышленности редких (Nb, Sc), редкоземельных и благородных металлов, уникального по технологическим характеристикам абразивного алмазлонсдейлитового сырья, а также выявление нового крупного района алмазоносных кимберлитов и, возможно, крупного месторождения марганца. Создание надежной сырьевой базы для крупного горнодобывающего района, расположенного в Сибирской Арктике на тысячу километров восточнее Норильского центра и в перспективе превосходящего последний по экономическим показателям [2-3], имеет, помимо исключительной важности для развития отечественной высокотехнологичной промышленности, большое геополитическое значение, поскольку он более чем на 3000 км удален от западных границ со странами НАТО.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П. Минеральные ресурсы Российской Арктики и проблемы их освоения в современных условиях // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 1, с. 126–141.
- [2] Масайтис В.Л., Гневушев М.А., Футергендлер С.И. Алмазы в импактитах Попигайского метеоритного кратера // Зап. ВМО, 1972, Ч. 101, В.1, с. 108–112.
- [3] Похиленко Н.П., Толстов А.В., Афанасьев В.П., Самсонов Н.Ю. Обоснование механизма доминирующего государственного участия в освоении ресурсов высоколиквидных полезных ископаемых Арктики // Арктика: экология и экономика, 2017, т. 1(25), с. 8–18.
- [4] Толстов А.В., Похиленко Н.П., Лапин А.В., Крюков В.А., Самсонов Н.Ю. Инвестиционная привлекательность Томторского месторождения и перспективы ее повышения // Разведка и охрана недр, 2014, № 9, с. 25–30.
- [5] Afanasiev V.P., Pokhilenko N.P. Approaches to the diamond potential of the Siberian craton: A new paradigm // Ore Geology Reviews, 2022, v. 147, 104980.
- [6] Pokhilenko N.P., Afanasiev V.P., Agashev A.M., Pokhilenko L.N., Tychkov N.S. Lithospheric Mantle Composition and Structure Variations under the Siberian Platform Kimberlite Fields of Different Ages // Geodynamics & Tectonophysics, 2022, v. 13 (4), 0666.



АККУМУЛЯЦИЯ Au, Ag, Cu, Zn, Sb НОВООБРАЗОВАННЫМ ПРИРОДНЫМ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ ИЗ ОТХОДОВ ОБОГАЩЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД (НА ПРИМЕРЕ КОМСОМОЛЬСКОГО ХВОСТОХРАНИЛИЩА, КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ)

Б.Ю. Сарыг-оол, И.Н. Мягкая, Е.В. Лазарева, С.М. Жмодик

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, sarygool@igm.nsc.ru

В мире увеличивается накопление отходов горнодобывающей деятельности и, в частности, отходов обогащения сульфидных руд. Негативное влияние хвостохранилищ на окружающую среду и здоровье человека акцентирует внимание ученых на разработке способов повторного использования и переработки отходов, доизвлечения полезных компонентов из них и, в конечном итоге, безопасного складирования отходов [1, 2]. Окисление содержащего в отходах сульфидного вещества под воздействием атмосферных факторов и природных вод приводит к активной миграции элементов не только в окружающую среду, но в теле хвостохранилища [3]. Фитостабилизация (восстановление растительного покрова) хвостохранилищ считается наиболее малозатратным и долговечным способом снижения негативного влияния отходов на окружающую среду за счет снижения подвижности потенциально токсичных элементов (ПТЭ), которые, по сути, накапливаются в новообразованном органическом веществе в виде иммобильных форм [4]. При этом, во многих работах уровень накопления ПТЭ органическим веществом (OB) относительно самих отходов практически не оценивается. Цель настоящей работы – определить валовые содержания Au, Ag, Cu, Zn, Sb в материале отходов обогащения руд Комсомольского хвостохранилища, содержащем новообразованное природное ОВ, и оценить уровень накопления этих элементов.

Комсомольское хвостохранилище расположено в пос. Комсомольск Кемеровской области России (55°38′07.3″ СШ, 88°11′53.6″ ВД). В хвостохранилище складированы отходы цианирования кварц-золотосульфидных руд Комсомольского месторождения золота, штейны осадительной плавки сурьмяного концентрата Кадамжайского комбината (Кыргызстан), отдельно в южной части складированы высоко-мышьяковистые сульфидные отходы цианирования Берикульского месторождения. Твердый материал отходов состоит главным образом из жильных (кварц, полевой шпат, кальцит) и сульфидных минералов (пирит, сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит) и содержит высокие концентрации ряда потенциально токсичных элементов (Sb, As, Pb, Zn, Cu и Cd). В результате складирования отходов над поверхностью твердой части образовался техногенный пруд (гидроотвал), который на данный момент пополняется за счёт естественных природных стоков и атмосферных осадков [5]. Условия на хвостохранилище способствуют естественному восстановлению почвенного и растительного покровов [6].

В ходе экспедиционных работ в центральной части хвостохранилища в районе гидроотвала, которая сложена илистым материалом отходов, была отобрана колонка глубиной 43 см (рис. 1). Место отбора выбрано таким образом, чтобы материал содержал новообразованное природное ОВ. Колонка была разделена послойно с учетом видимой зональности вещества, материал высушивался на воздухе, гомогенизировался и истирался на виброистирателе. Валовые содержания Au, Ag определялись методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией проб (ЭТА-ААС); Cu, Zn, Sb – методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС). В обоих методах образцы анализировались после вскрытия проб смесью минеральных кислот.

Колонка, помимо новообразованного почвенного горизонта в верхней части, содержит также захороненное ранее природное ОВ в нижней части, происхождение которого неизвестно (рис. 1). Основу колонки составляет илистый материал отходов, поэтому валовые содержания Сu, Zn, Sb в слоях C1-C7 согласуются с литературными данными, в которых средние (минимальные-максимальные) содержания меди, цинка, сурьмы в материале отходов определены на уровне 170 (40-930), 780 (110-2400), 830 (200-2100) г/т, соответственно [7]. Содержания Аg в илистом материале отходов также согласуются с литературными данными, в которых средние содержания серебра в материале отходов, включающую и песчаную, илистую фракцию, оценены на уровне 1.5 г/т [7]. Содержания Аu в колонке существенно превышают средние содержания, оцененные ранее для илистого материала отходов (0.21 г/т) [6].

Захороненное OB (C8-C10, рис. 1) характеризуется резким увеличением валовых содержаний изучаемых элементов на контакте OB с материалом отходов (слой

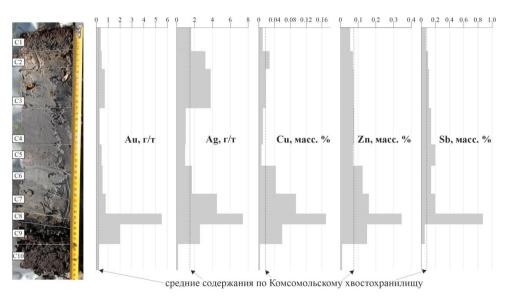


Рис. 1. Валовые содержания Au, Ag, Cu, Zn, Sb в колонке из Комсомольского хвостохранилища: C1-C2 (0−8 см) − новообразованная почва с илистым материалом отходов; C3-C7 (8−33 см) − илистый материал отходов с включениями детрита и растительных остатков; C8-C10 (33−43 см) − ранее захороненная новообразованное природное органическое вещество. Средние содержания элементов из [6, 7].

С8). Коэффициенты концентрирования (КК = содержание элемента в слое/среднее содержание элемента в материале отходов) Au, Ag, Cu, Zn, Sb в слое С8 составляют 26, 4.9, 10, 10, 4.4, соответственно. Однако, при переходе к слою С10 наблюдается резкое падение содержаний элементов: КК(Au) = 1.0, КК(Ag) = 0.10, КК(Cu) = 0.15, КК(Zn) = 0.03, КК(Sb) = 0.12. Вероятно, в слоях С8-С9 существует геохимический барьер, эффективно иммобилизующий поступающие элементы.

Аккумулирующие свойства природного OB новообразованного почвенного горизонта выражены слабо (рис. 1). По данным распределения содержаний элементов существенного накопления Cu, Zn, Sb не происходит. Повышенные содержания Au и Ag наблюдаются в слоях C2-C3: KK(Au) = 2.1-3.4, KK(Ag) = 2.1-2.5.

Накопление Au, Ag, Cu, Zn, Sb природным органическим веществом в условиях Комсомольского хвостохранилища было показано ранее. Природное ОВ новообразованного почвенного горизонта (из другого места отбора), контактирующего с песчаным материалом отходов, также накапливает золото и серебро, но менее интенсивно. Почвенный и детритовый горизонты, захороненное под илистым и песчаным материалом отходов, накапливают Au, Ag, Cu, Zn, Sb, также менее интенсивно [6]. Несмотря на то, что изучаемые элементы характеризуются высокой подвижностью в условиях Комсомольского хвостохранилища [5,6], существенное влияние на интенсивность накопления элементов ОВ оказывает водный режим хвостохранилища. По данным геофизических исследований водные потоки в хвостохранилище направлены к его центру в сторону гидроотвала [8], таким образом место отбора колонки является постоянно обводненным и дренируется техногенными водами. Кроме того, на поверхности Комсомольского хвостохранилища развита микробиальная деятельность [9], поэтому не исключено, что аккумуляция элементов происходит при активном участии микроорганизмов.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№122041400193-7) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

- [1] Araujo F.S., Taborda-Llano I., Nunes E.B., Santos R.M. Recycling and reuse of mine tailings: A review of advancements and their implications // Geosciences, 2022, v. 12(9), 319.
- [2] Sarker S.K., Haque N., Bhuiyan M., Bruckard W., Pramanik B.K. Recovery of strategically important critical minerals from mine tailings // Journal of Environmental Chemical Engineering, 2022, v. 10(3), 107622.
- [3] Lindsay M.B.J., Moncur M.C., Bain J.G., Jambor J.L., Ptacek C.J., Blowes D.W. Geochemical and mineralogical aspects of sulfide mine tailings // Applied Geochemistry, 2015, v. 57, p. 157–177.
- [4] Shi Y., Zang Y., Yang H., Zhang X., Shi J., Zhang J., Liu B. Biochar enhanced phytostabilization of heavy metal contaminated mine tailings: A review // Frontiers in Environmental Science, 2022, v. 10, 1044921.
- [5] Лазарева Е.В. Поведение мышьяка и сурьмы в процессе гипергенного преобразования отходов цианирования золото-арсенопирит-кварцевых руд: дис. канд. геол.-минерал. наук, Новосибирск, 2003, 149 с.

- [6] Сарыг-оол Б.Ю. Концентрирование и формы нахождения золота и сопутствующих элементов при взаимодействии сульфидсодержащих отходов обогащения с природным органическим веществом: дис. канд. геол.-минерал. наук, Новосибирск, 2023, 185 с.
- [7] Bortnikova S., Olenchenko V., Gaskova O., Yurkevich N., Abrosimova N., Shevko E., Edelev A., Korneeva T., Provornaya I., Eder L. Characterization of a gold extraction plant environment in assessing the hazardous nature of accumulated wastes (Kemerovo region, Russia) // Applied Geochemistry, 2018, v. 93, p. 145–157.
- [8] Yurkevich N.V., Abrosimova N.A., Bortnikova S.B., Karin Y.G., Saeva O.P. Geophysical investigations for evaluation of environmental pollution in a mine tailings area // Toxicological & Environmental Chemistry, 2017, v. 99(9–10), p. 1328–1345.
- [9] Abrosimova N., Edelev A., Bortnikova S., Rikhvanov L., Reutsky A., Chernukhin. As and Sb in wastes of Komsomolsk gold-extraction factory: results of investigation of water-wastes-bacteria interaction // Procedia Earth and Planetary Science, 2017, v. 17, p. 261–264.



ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ПЛЮМ-ТЕКТОНИКА АЛЬПИЙ-СКОГО ПОЯСА И КАРИБСКО-МЕКСИКАНСКОГО РЕГИОНА.

В.Б. Свалова

Москва, Институт геоэкологии РАН Владикавказ, Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН v-svalova@mail.ru

Альпийский пояс связан с коллизией континентальных плит (Аравийско-Африканской и Евразийской). Структуры Альпийского пояса включают задуговые бассейны, морские депрессии, осадочные бассейны, орогены (рис. 1). Моря и впадины характеризуются тонкой корой и преимущественно высоким тепловым потоком. Структуры характеризуются активным магматизмом и базальтовым вулканизмом с ксенолитами астеносферного вещества. Таким образом, геолого-геофизические данные позволяют связать эти структуры с апвеллингом мантийных диапиров.

Средиземное море неоднократно открывалось и закрывалось из-за тектономагматической активизации, подъема масштабного мантийного плюма и раздвигания над ним плит, а затем, после исчерпания энергии плюма, закрытия океана Тетис и сближения литосферных плит в Альпийско-Гималайском поясе. Феномен гравитационной неустойчивости на поверхности глобального мантийного плюма проявляется в виде подъема отдельных мантийных диапиров более мелкого масштаба, ответственных за формирование морских впадин в западном секторе Альпийско-Гимапайского пояса

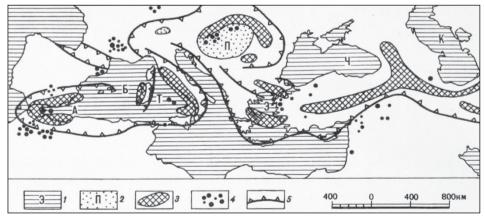


Рис. 1. Строение западного сектора Альпийско-Гималайского пояса. 1 — моря (А — Альборанское море, Б — Балеарское море, К — Каспийское море, Т — Тирренское море, Ч — Черное море, Э — Эгейское море). 2 — Паннонская впадина. 3 — вулканические дуги. 4 — ареалы базальтового вулканизма. 5 — фронтальные зоны надвиговых структур. [1].

Согласно геодинамическим представлениям, на месте Большого Кавказа 35 млн лет назад существовала глубоководная котловина шириной около 200 км. С постепенным смыканием его стороны сближались вплоть до полного столкновения около 11 миллионов лет назад, после чего область начала постоянное поднятие. При сжатии вещество литосферы образовало горный пояс с мощностью земной коры 45–50 км и мощностью литосферы до 250 км. Позднее, 5–10 млн лет назад, Большой Кавказ начал быстро подниматься, и на его оси возникли вулканы Эльбрус, Казбек и др. По-видимому, это связано с подъемом астеносферы за счет сжатия и гравитационной неустойчивости.

Карибский регион расположен между Северной и Южной Америкой и может быть охарактеризован как совокупность континентальных, субконтинентальных, островных и океанических элементов (рис. 2). В настоящее время существует множество моделей строения и эволюции этого региона.

Первоначальное раскрытие бассейна началось в предпозднеюрское время, когда в условиях растяжения литосферы в современное Карибское море проник крупный мантийный диапир. Это вызвало раскол (рифтинг) единого в то время континента, включавшего в себя как Америку, так и Африканский континент. Однако к началу мелового периода темпы дивергенции между (а) Северной и Южной Америкой и (б) Северной Америкой и Африкой были одинаковыми, тогда как к настоящему времени Африка удалена от обеих Америк из-за раздвига Атлантического океана. Это различие обусловлено однонаправленным характером Атлантического спрединга, тогда как дивергенция между Америками завершилась в меловом периоде и перешла в конвергенцию в кайнозое. Более того, данные спутниковой геодезии предполагают наличие современной субмеридиональной (северной) составляющей движения Южной Америки, Африки и Антарктиды, в то время как данные сети GPS показывают конвергенцию между Южной и Северной Америкой, что приводит к меридиональному сокращению Карибской плиты между ними. Тем не менее, несмотря на сближение двух Америк, мантийный диапир между ними отчетливо проявляется в скоростной структуре мантии под Карибским бассейном по данным сейсмической томографии (рис. 3).

Карибский регион тесно связан с Мексиканским заливом, очень богатым нефтеносным бассейном (рис. 4). Своеобразие тектонической эволюции Мексиканского залива дал Р. Баффлер, который предположил, что образование залива проис-



Puc. 2. a) Карта Карибского региона. б) Карта Карибского моря и Мексиканского залива (Wikipedia).

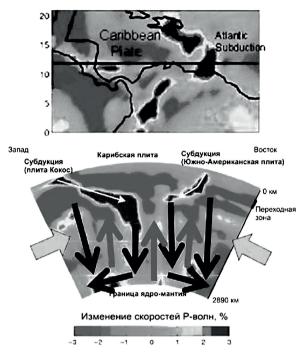


Рис. 3. Вариации скоростей продольных волн в мантии под Карибским морем [2].

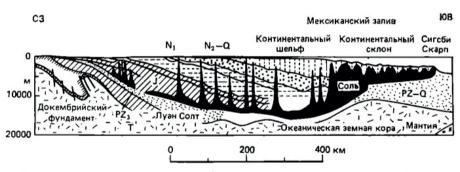


Рис. 4. Геологический разрез южной части Североамериканского континента с Мексиканским заливом. [3].

ходило в интервале 170–150 млн лет назад в связи с развитием пассивной окраины Атлантического океана, т.е. в батско-титонское время, в процессе оттеснения Юкатанского континентального блока от южной окраины Северной Америки.

Можно сравнить развитие Мексиканского залива с Прикаспийской впадиной в связи с Альпийским поясом, когда импульсы мантийной активности сформировали новые осадочные бассейны. Как впадина Мексиканского залива старше впадин Карибского моря, так и Прикаспийская впадина старше Южно-Каспийской впадины и бассейнов Средиземноморья. Сравнительный анализ эволюции Альпийского пояса и Карибско-Мексиканского региона может служить ключом для поиска глубоких месторождений нефти и газа в Прикаспийской впадине (рис. 5).

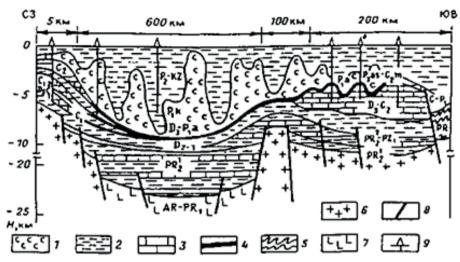


Рис. 5. Геологический разрез Прикаспийской впадины.[4].

- [1] Шарков Е.В., Свалова В.Б. Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит // Доклады Академии наук СССР, 1989, т. 308, № 3, с. 685–688.
- [2] Van der Hilst R.D. Importance of the reference model in linearized tomography and images of subduction below the Caribbean plate / R.D. Van der Hilst, W. Spakman // Geophys. Res. Lett., 1989, 16, p. 1093–1096.
- [3] Геология нефти. Том 2, книга 2 / Под редакцией И.В.Высоцкого, Москва, Гостоптехиздат, 1968, 804 с.
- [4] Максимов С.П., Дикенштейн Г.Н., Золотов А.Н., Капустин И.Н., Кирюхин Л.Г., Размышляев А.А. Геология нефти и газа Восточно-Европейской платформы, Москва, Недра, 1990, 274 с.



О ВОЗМОЖНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН ВОЗМОЖНЫХ ОЧАГОВ ВЫСОКОМАГНИТУДНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МОРФОМЕТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИНСТРУМЕНТОВ НЕЧЕТКОЙ ЛОГИКИ (НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И САХАЛИНА)

А.А. Сенцов¹, А.О. Агибалов², 1, Г.Р. Балашов²

¹ Москва, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН
² Москва, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова alekssencov@yandex.ru

В работе показана возможность применения комплекса морфометрических характеристик рельефа для выделения зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) на территории Большого Кавказа и о. Сахалин. В качестве исходных данных использовалась ЦМР ASTER разрешением 1 угловая секунда (~30 м) [1], схема водотоков [2] сейсмические каталоги [3–5]. Рассмотрены только коровые землетрясения с глубиной очагов до 45 км.

Нами рассчитан ряд морфометрических параметров рельефа, которые могут быть использованы для оценки направленности и интенсивности новейших движений, выделения активных морфоструктур [6-9]. Асимметрия высот, средняя высота и глубина вертикального расчленения определены в ячейках размерами 15×15 км. Кроме того, построены базисные поверхности водотоков разного порядка и схемы их разности, карты кривизны рельефа и крутизны склонов. Положительные аномалии этих параметров сопоставлены с распределением эпицентров землетрясений по площади. Для параметров, которые в дальнейшем использовались для обработки у-оператором нечеткой логики [10] выполнялось следующее условие: при сокращении площади положительных аномалий в 2 раза за счет их оконтуривания не по медиане, а по 3-ему квартилю, доля эпицентров всех землетрясений, расположенных в пределах аномалий, сокращается менее, чем в 2 раза. Это условие выполнено на территории Большого Кавказа для следующих морфометрических характеристик: 1) разности базисных поверхностей 2 и 3 порядков; 2) разности базисных поверхностей 4 и 5 порядков; 3) дисперсии глубины вертикального расчленения рельефа; 4) асимметрии высот рельефа. Для Сахалина оно выполнено только для плотности «слабых» зон и асимметрии высот рельефа. Все перечисленные параметры были переведены в нечеткое множество для дальнейшей обработки у-оператором нечеткой логики по следующей формуле:

$$\mu(x) = (\mu_{Sum})^{\gamma} \times (\mu_{Product})^{(1-\gamma)}$$
,

где значения γ заданы в интервале от 0 до 1, μ_{Sum} — нечеткая сумма, а $\mu_{Product}$ — нечеткое произведение. Если значение γ ближе к 1, то результат ближе к нечеткой сумме, а при приближении γ к 0 — к нечеткому произведению. Нами были опробо-

ваны значения γ , равные 0.25, 0.50, 0.75 и 0.90 и выбрано значение γ =0.9 как наиболее информативное.

В качестве зон ВОЗ выделены области локализации максимальных сжимающих напряжений, оконтуренные методом компьютерного геодинамического моделирования, где значение интегрального параметра, полученного с помощью γ-оператора, превышает 0.6.

Результатом исследований являются схемы зоны ВОЗ. Нами выделено 8 таких зон на территории Большого Кавказа и 11 — на территории Сахалина. В их пределах определены максимальные магнитуды ожидаемых землетрясений по формулам [11].

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).

- [1] United States Geological Survey. URL: https://lpdaac.usgs.gov/product_search/?collections=MEaSUREs+SRTM&status=Operational&view=list (дата обращения 1.01.2023).
- [2] Lehner B., Grill G. Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems // Hydrological Processes, 2013, no. 27 (15), pp. 2171–2186.
- [3] International seismological catalogue. URL: http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue (дата обращения 1.01.2024).
- [4] Сейсмологический каталог единой геофизической службы PAH. URL: http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl (дата обращения: 01.01.2023).
- [5] Сейсмический каталог Геологической службы США (USGS). URL: https://earth-quake.usgs.gov/earthquakes/search/ (дата обращения 20.04.2024).
- [6] Нетребин П.Б. Морфометрический анализ рельефа Большого Кавказа. Дис. ... канд. геогр. наук. Краснодар, 212, 227 с.
- [7] Симонов Ю.Г. Объяснительная морфометрия рельефа. Москва, ГЕОС, 1999, 250 с.
- [8] Трегуб А.И. Морфоструктура Онежского полуострова и дна прилегающей акватории Белого моря на основе статистических моделей рельефа и морфографического анализа // Вестник ВГУ, серия: геология, 2010, № 2, с. 59–64.
- [9] Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / под ред. А.А. Корженевского. Саратов, изд-во Саратовского университета, 1960, 91 с.
- [10] Zimmerman H.J. Fuzzy set theory and it applications. Kluwer Academic Publishers, 1996. 435 p.
- [11] Руководство по безопасности при использовании атомной энергии РБ-19-18. URL: https://docs.cntd.ru/document/556827973?ysclid=lspa4wak1l93083348 (дата обращения 17.02.2024).



УНИФИКАЦИЯ КАТАЛОГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ФЕННОСКАНДИИ И АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

А.А. Сенцов¹, А.О. Агибалов^{2, 1}, Г.Р. Балашов²

¹ Москва, Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН ² Москва, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова alekssencov@vandex.ru

Работа посвящена оценке повторяемости современных землетрясений, для проведения которой необходима унификация данных разных сейсмических каталогов [1–3]. Рассмотренная нами выборка землетрясений была ограничена по глубине гипоцентров $h \le 45$ км, соответствующей нижней границе земной коры. В упомянутых каталогах приведены различные типы магнитуд – mb, Mw, Ms и ML. Переход к моментной магнитуде (Mw) и магнитуде по поверхностным волнам (Ms) выполнен по следующим формулам:

$$Mw = \exp(2.133 + 0.063Ms) - 6.205$$
 для $Ms \le 5.5$ [4] (1)

$$Mw = \exp(-0.109 + 0.229Ms) + 2.586$$
 для $Ms > 5.5$ [4] (2)

$$Lg(E) = Kp = 1.7MLalt + 2.5$$
 [5] (3)

$$mb = 2.5 + 0.63Ms$$
 [6, 7] (4)

$$\lg(E) = A + 1.5Ms$$
 [8] (5)

$$\lg(E) = 4.8 + 1.5Mw$$
 [8] (6)

где A — эмпирическая константа, значения которой варьируют от 4.4 до 4.8 [9]. В связи с тем, что при $A = 4.8 \ Ms = Mw$, нами было принято A = 4.4.

Формулы (1), (2) и (4) применялись только для территории Фенноскандии, а формулы (3–6) — для Алтае-Саянского региона. Было установлено, что в Фенноскандии за инструментальный период произошло 6745 события, на территории Алтае-Саянской области — 2261. Территория Фенноскандии была разделена нами на 6 блоков, отличающихся типом напряженно-деформированного состояния [10], поэтому уравнения регрессии, описывающие повторяемость землетрясений, были рассчитаны для каждого блока:

I)
$$Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0.63(\pm 0.06)Ms + 1.28(\pm 0.2)R^2 = 0.93, Rc = 0.96;$$

II)
$$Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0.65(\pm 0.04)Ms + 1.41(\pm 0.14)R^2 = 0.96, Rc = 0.98;$$

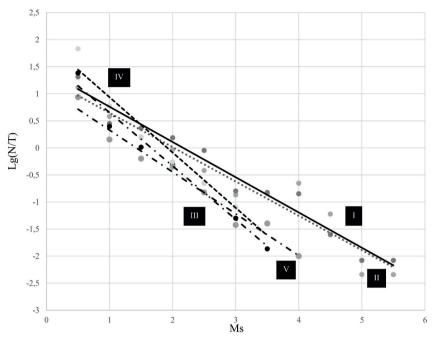


Рис. 1. Графики повторяемости коровых землетрясений в разных блоках Фенноскандии, отличающихся типом напряженно-деформированного состояния. Римскими цифрами обозначены номера блоков

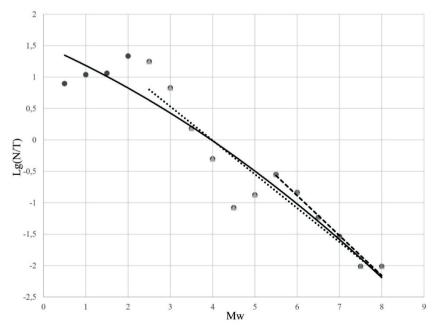


Рис. 2. Графики повторяемости коровых землетрясений Алтае-Саянской области. Сплошной линией показан график для всего интервала магнитуд, точечной − для событий с $Mw \ge 2.5$, пунктирной − для $Mw \ge 5.5$

III)
$$Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0.99(\pm 0.07)Ms + 1.64(\pm 0.16)R^2 = 0.97, Rc = 0.99;$$

IV)
$$Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -1.02Ms(\pm 0.09) + 1.96(\pm 0.21) R^2 = 0.96$$
, Rc = 0.98;

V)
$$Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0.77Ms(\pm 0.06) + 1.1(\pm 0.14) R^2 = 0.97$$
, Rc = 0.98,

где R^2 – коэффициент детерминации, Rc – коэффициент корреляции (рис. 1).

Углы наклона графиков повторяемости землетрясений, произошедших в областях I и II, схожи. В этих районах преобладают сдвиговые деформации при ориентировке оси сжатия в северо-западном направлении [10]. Также близки значения углов наклона графиков повторяемости землетрясений, произошедших в областях III и IV, где преобладает проявлена обстановка растяжения [11].

Повторяемость землетрясений Алтае-Саянской области описывается прямой только в общем случае; более корректно использование полинома второго порядка (рис. 2). Однако при рассмотрении событий с $Mw \ge 2.5$ график принимает линейную форму, а на значении Mw = 5.5 происходит изменение в характере повторяемости землетрясений, что дает основание рассматривать их отдельно. В случае Ms такого изменения не наблюдается. Уравнения регрессии для интервалов $Mw \ge 2.5$, $Mw \ge 5.5$ и $Ms \ge 2.5$ приведены ниже:

$$Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0.54Mw(\pm 0.06) + 2.15(\pm 0.34) R^2 = 0.89, Rc = 0.94, Mw \ge 2.5;$$

$$Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0.64Mw(\pm 0.06) + 2.93(\pm 0.38) R^2 = 0.97, Rc = 0.98, Mw \ge 5.5;$$

$$Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0.58Ms(\pm 0.05) + 2.51(\pm 0.25)R^2 = 0.94, Rc = 0.97, Ms \ge 2.5.$$

Все приведенные уравнения проходят проверку критериями F и t для уровня статистической значимости $\alpha = 0.05$.

Таким образом, нами были унифицированы каталоги коровых землетрясений Фенноскандии и Алтае-Саянской области, что позволило оценить повторяемость землетрясений в их пределах.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИФЗ РАН и НИР «Моделирование новейших геодинамических процессов, влияющих на сейсмичность и флюидную проницаемость осадочных толщ» (МГУ имени М.В. Ломоносова).

- [1] Сейсмический каталог университета Хельсинки URL: https://www.seismo.helsinki. fi/EQ-search/query.php (дата обращения 20.04.2024).
- [2] Сейсмический каталог Геологической службы США (USGS). URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/ (дата обращения 20.04.2024).

- [3] Сейсмический каталог Международного сейсмологического центра (ISC). URL: https://isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin/ (дата обращения 20.04.2024).
- [4] Lolli B, Gasperini P., Vannucci G. Empirical conversion between teleseismic magnitudes (mb and Ms) and moment magnitude (Mw) at the Global, Euro-Mediterranean and Italian scale // Geophysical Journal International, 2014, v. 199, pp. 805–828.
- [5] Петрова Н.В., Курова А.Д. Сопоставление систем классификации землетрясений в локальных магнитудах МL в некоторых регионах Северной Евразии // Российский сейсмологический журнал, 2023, т. 5, № 2, с. 61–76.
- [6] Захаров В.С., Смирнов В.Б. Физика Земли. М.: НИЦ ИНФРА-М, 2016, 328 с.
- [7] Flower C.M.R. The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics. Cambridge, Cambridge University Press, 2005, 685 p.
- [8] Hanks T. C., Kanamori H. A moment magnitude scale // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1979, v. 84, no. B5, pp. 2348–2350.
- [9] Носов М.А., Большакова А.В. Генерация цунами землетрясением М.: Янус-К, 2020, 120 с.
- [10] Сенцов А.А., Агибалов А.О. Выделение зон возможных очагов землетрясений в Фенноскандии по данным анализа сейсмичности и компьютерного геодинамического моделирования // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, 2021, № 1, с. 15–22.
- [11] Стеблов Г.М., Агибалов А.О., Мельник Г.Э., Передерин В.П., Передерин Ф.В., Сенцов А.А. Анализ современных движений и деформаций земной коры Фенноскандии по данным ГНСС // Физика Земли, 2022, № 4, с. 19–29.



ПОТЕРЯ ВОДЫ РАСПЛАВНЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ В КВАРЦЕ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ И СВЯЗЬ С МЕХАНИЧЕСКИМИ НАПРЯЖЕНИЯМИ

А.Г. Симакин, В.Н. Девятова, О.Ю. Шапошникова

Черноголовка, ИЭМ РАН им. Д.С.Коржинского, simakin@iem.ac.ru

Наибольшую опасность представляют эксплозивные извержения кислых магм. Движущей силой таких извержений является выделение растворенного в расплаве флюида и его расширение, высвобождающее значительную механическую энергию. Изучение состава расплавных включений является главным источником прямой информации о содержании летучих компонентов (главным образом, H_2O и CO_2) в магме в камере перед извержением. Для кислых (риолитовой и дацитовой) магм главным объектом такого рода исследований являются расплавные включения в кварце. Потеря включениями летучих компонентов может существенно исказить оценки концентраций летучих перед извержением [1].

Опубликованы результаты нескольких экспериментальных исследований по диффузионному переносу воды в кристаллах кварца. Пионерскую работу проделал Kats [2], измерив скорость замещения водорода (H^+) на дейтерий (D^+) при давлении $\mathrm{D}_2\mathrm{O}$ 25 bar и температурах в диапазоне $400{-}1000$ °C. Наиболее достоверной и детальной является экспериментальная работа [3] по отжигу и обезвоживанию кварцевых пластинок при атмосферном давлении и температуре до 1100 °C. В работе [4] по гидратации кварца при $\mathrm{P}=400{-}1550$ МПа и $\mathrm{T}=700{-}900$ °C данные спектральных наблюдений были недостаточно точно интерпретированы для получения оценки коэффициента диффузии. Нами проделан пересчет с учетом приближения геометрии образца к изометричной, отклоняющейся от формы тонкой пластины, отвечающей использованной авторами одномерной модели диффузии. В работе [5] прослежено при $\mathrm{T}=800$ °C, $\mathrm{P}=100$ МПа падение содержания воды в расплавных включениях в кварце с 5 до 2 мас.% за 7 дней. По этим данным нами оценен коэффициент диффузии, несколько превышающей значения, полученные другими методами.

Примечательно, что оценка диффузионной подвижности воды в природном кварце, полученная Bachheimer [3], на 2–2.5 порядка ниже оценок большинства авторов. При этом, значения для синтетических кристаллов в сечении перпендикулярном оси с по Bachheimer [3], практически совпадают с основной группой. Для других сечений этих кристаллов диффузионная подвижность в несколько раз ниже. Достоверность данных Bachheimer [3] не вызывает сомнений. Такой широкий диапазон вариаций диффузионной подвижности объясняется различной концентрацией механических дефектов и их ориентировкой. Сильная анизотропия синтетического кварца, видимо, связана с системой линейных и спиральных дислокаций перпендикулярных ростовой поверхности. Использованные образцы природного кварца

(источник не указан, но, видимо, это высококачественное природное сырье), обладающие наименьшим количеством дислокаций, характеризуют скорость перемещения $\mathrm{H^{+}}$ от одного дефекта Al до другого (примерно 10–20 межкремневых расстояний) в решетке кварца. Остальные кристаллы природного кварца, использованные другими авторами, оказались с менее совершенной структурой, диффузионная подвижность воды в них на 2–2.5 порядка выше.

Деформации в кристаллах с включениями расплава ведут к возникновению дефектов структуры и связанным с этим ростом диффузионной подвижности воды. Расчету напряжений, возникающих в кристаллах с инородными включениями при изменениях давления и температуры, посвящен ряд работ [6,7]. Нами получены решения для расплавных включений в кварце, которые дают оценки механических напряжений в кристалле, возникающие как в эксперименте с расплавными включениями [5], так при вулканических извержениях. Исходные уравнения записаны для изотропного случая в приближении сферической симметрии с учетом параметров исходного ненапряженного состояния (в этом допущена ошибка в работе [7]). Также строго учтены эффекты термического расширения и фазовый переход в кварце.

В наших расчетах принято, что начальное состояние свободно от девиаторных напряжений. Установлено, что кристаллы магматического кварца в эксперименте Severs et al. [5]: внешнее давление 100 МПа и $T=800\,^{\circ}$ С, попадают в состояние с девиаторными напряжениями, превышающими порог пластических деформаций, составляющих примерно 370 МПа, и отрицательным давлением в расплаве. В кристаллах кварца с расплавными включениями в процессе извержения, сопряженного

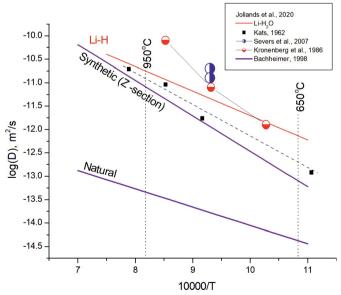


Рис. 1. Сводка экспериментальных данных по диффузии воды в кварце. Данные получены в результате определения скорости дегидратации, скорости изотопного обмена H-D, скорости обмена H-Li [8]. Оценки коэффициента диффузии по скорости потери воды из расплавных включений получены нами по данным [5], результаты [4] скорректированы нами с учетом геометрии образцов.

с охлаждением (T = 900-600 °C) и падением внешнего давления (P = 300-0.1 МПа), когда происходит диффузионная потеря воды, девиаторные стрессы меньше порога пластической деформации. Это значит, что экстремально высокая диффузионная подвижность, наблюдавшаяся в экспериментах Severs [5], может не отвечать геологическим условиям, когда значение диффузионной подвижности воды может быть ниже экспериментальной от нескольких раз до двух порядков. В тоже время предположение о свободном от напряжений исходном состоянии кристаллов кварца в породе может быть неверным. Детальное исследование локальной кристаллографической структуре кварца показало, что некоторые кристаллы имеют области значительных деформаций, отвечающих девиаторным стрессам в 200–300 МПа, образование которых связывают с механическими напряжениями в процессе извержения [9].

При пузырении расплава давление во включении возрастает до величины, отвечающей концентрации растворенной воды. Пузырение становится неизбежным в эксперименте по нагреву включений, поскольку коэффициент термического расширения кварца выше, чем расплава и давление в расплаве падает до отрицательных значений. При извержении эффект имеет противоположный знак и пузырение может быть вызвано диффузионной потерей воды и связанным с этим сокращением объема расплава. Используя экспериментальные оценки коэффициентов диффузии и содержание воды в кварце можно оценить потери воды и механические напряжения для конкретной РТ истории кристалла. Интерпретация вариаций неизмененных или восстановленных концентраций Н₂О и СО₂ в процессе извержения обычно ограничена моделями открытой (с удалением газовой фазы) и равновесной дегазации, вызванной падением давления. Вместе с тем дегазация (дегидратация) расплава может быть вызвана также его взаимодействием с флюидом обогащенным СО₂ [10]. Для достоверной интерпретации природы дегидратации необходимы дополнительные исследования содержания микроэлементов и изотопного состава, прежде всего, H, C, Li.

Работа выполнена в рамках государственного задания при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, тема FMUF-2022-0004.

- [1] Myers M.L., Wallace P.J., Wilson C.J.N. Inferring magma ascent timescales and reconstructing conduit processes in explosive rhyolitic eruptions using diffusive losses of hydrogen from melt inclusions // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2019, v. 369, p. 95–112.
- [2] Kats A. Hydrogen in alpha-quartz // Philips Res. Rep., 1962, v. 17, p. 133–195, p. 201–279.
- [3] Bachheimer J.P. An investigation into hydrogen stability in synthetic, natural and air-swept synthetic quartz in air temperatures up to 1100 °C // J. Phys. Chem. Solids, 1998, v. S9(5), p. 831–840.
- [4] Kronenberg A.K., Kirby S.H., Aines R.D. and Rossman G.R. Solubility and Diffusional Uptake of Hydrogen in Quartz at High Water Pressures: Implications for Hydrolytic Weakening // Journal of Geophysical Research, 1986, v. 91(B12), p. 12723–12744.
- [5] Severs M.J., Azbej T., Thomas J.B., Mandeville C.W., Bodnar R.J. Experimental determination of H2O loss from melt inclusions during laboratory heating: Evidence from Raman spectroscopy // Chemical Geology, 2007, v. 237, p. 358–371.

- [6] Zhang Y. Mechanical and phase equilibria in inclusion—host systems // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 157, 209–222.
- [7] Tait S. Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts // American Mineralogist, 1992, v. 77, p. 146–155.
- [8] Jollands M.C., Ellis B., Tollan P.M.E., Müntener O. An eruption chronometer based on experimentally determined H-Li and H-Na diffusion in quartz applied to the Bishop Tuff // Earth Planet. Sci. Lett., 2020, v. 551, 116560.
- [9] Befus K.S., Manga M., Stan C., & Tamura N. Supervolcanoes erupt stressed quartz crystals // Geophysical Research Letters, 2019, v. 46, p. 8791–8800.
- [10] Simakin A.G., Devyatova V.N. and Shiryaev A.A. Theoretical and Experimental Modeling of Local Scale CO2 Flushing of Hydrous Rhyolitic Magma // Russian Journal of Earth Sciences, 2023, v. 23, ES6007.



РАСТВОРИМОСТЬ Pt И Pd В ДВУХФАЗНОМ МАЛОВОДНОМ ФЛЮИДЕ СОСТАВА NaCl–CO $_2$ –CO–(H $_2$ O) ПРИ НИЗКОЙ fO $_2$ И ВЫСОКОЙ fCl $_2$ (T = 950 °C и P = 200 МПА)

А.Г. Симакин¹, В.Н. Девятова¹, О.Ю. Шапошникова¹, О.А. Тютюнник²

¹Черноголовка, ИЭМ РАН, ² Москва, ГЕОХИ РАН, simakin@iem.ac.ru

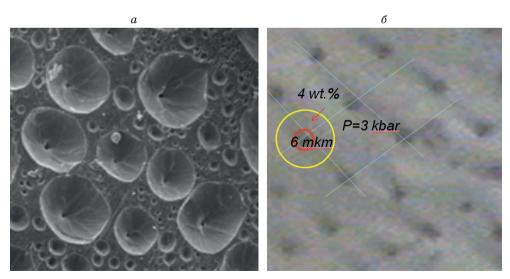
Свойства флюида состава NaCl-CO₂-H₂O при относительно низких температурах, ниже температуры плавления соли, хорошо изучены экспериментально и теоретически (например, [1]). При относительно высоком содержании воды флюид такого состава (рассолы) обладает основными свойствами: двухфазность, низкая активность воды – нижне и средне-коровых флюидов, которые содержат также другие растворенные соли. Многие исследователи объясняют образование месторождений ЭПГ, связанных с ультрабазит-базитовыми интрузиями, позднемагматическим и ранним постмагматическим флюидным переносом [2]. О составе флюида в рудоносных интрузиях (Стилуотер, Бушвельд) судят по флюидным включениям во вторичном кварце [3]. Однако эти газо-водные и рассольные включения могут быть относительно низкотемпературными (Т ниже 850–950 °C), образовавшимися после практически полного застывания интрузива и включения его в систему циркуляции коровых рассолов. Большинство базитовых-ультрабазитовых магм характеризуются маловодным составом флюида. Во многих случаях есть признаки обогащения первичных магм рудных интрузий хлором, которому приписывается основная роль в растворении ЭПГ. В связи с этим, мы предприняли экспериментальные исследование поведения Pt и Pd в маловодной части системы NaCl-CO₂-H₂O при высокой температуре.

Эксперимент проведен в лаборатории физ-хим. проблем магматизма ИЭМ РАН на УВГД при T = 950-1000 °C и P = 200 МПа. В качестве источника флюида использован оксалат магния MgC2O4, который разлагается при нагревании на эквимолярную смесь СО2 и СО и брусит. Избыточный СО диспропорционирует с образованием углерода, поддерживая летучесть кислорода близкую к буферу ССО. Остаточное содержание воды в оксалате после просушки обеспечивало мольную долю воды во флюиде около 4 мол.%. Высокая летучесть хлора задавалась буферами FeCl₂-FeCl₃ (как в природе) и Ag-AgCl (предельно высокая). Опыты проводились по двухампульной методике, как правило, источник флюида помещался в открытую малую ампулу внутри заваренной большой. Материал ампул (платина, палладий) служил источником металла для образования раствора. Растворимость благородных металлов в расплаве соли определяли прямым анализом закалочного агрегата. Растворимость в газообразной фазе оценивалась по содержанию металла во флюидной ловушке из спеченного стекла, исходя из плотности флюида и пористости ловушки. Содержание NaCl в преимущественно углекислом (CO₂-CO) флюиде с содержанием воды около 4 мол.% не определялось. Представление о минимальном содержании

дает расчет фугитивности $f_{\rm NaCl}$ в равновесии с расплавом NaCl, составляющей примерно 0.005 бар при 950 °C. Столь низкая фугитивность NaCl отвечает ее содержанию во флюиде не более 10 ppm (P = 200 MПа). FeCl $_3$ характерный компонент хлорсодержащего флюида в системе с магнетитом обладает низкой температурой плавления и высокой фугитивностью (около 3 бар при T = 900 °C), что отвечает содержанию несколько десятых вес.% (P = 200 МПа). Растворимость флюида в расплаве NaCl была приблизительно оценена нами при изучении продуктов закалки расплава соли. В них обнаружены следы отделившихся пузырей флюида, а также флюидные включения в соли (см. рис. 1).

Видимо, по кинетическим причинам, а также из-за присутствия примесей кристаллизация соли растянута по времени и в пространстве. При кристаллизации последних порций расплава возникли агрегаты, с регулярно распределенными пузырями диаметром примерно 6 мкм. Согласно данным КР спектроскопии включения содержат плотный с $\rho \approx 0.74 \text{ г/см}^3$ флюид $\text{CO}_2\text{-CO}$ (0.2–0.3 мол. доля). В пересчете на $\text{T} = 800\,^{\circ}\text{C}$ эта плотность отвечает давлению 3 кбар. Оцененная по этим данным растворимость флюида составляет примерно 4 мас.%.

Растворимость платины в солевом расплаве при летучести хлора $\lg(f\operatorname{Cl}_2)\approx -6.4$ (буфер Ag-AgCl) и $f\operatorname{O}_2\approx \operatorname{QFM-2}$ оценивается нами в 23 ± 1 ppm. Это значение примерно в 5-6 раз меньше, чем растворимость в восстановленном маловодном флюиде без хлора [4] и примерно в 20 раз больше, чем экстраполированные к $f\operatorname{O}_2=\operatorname{QFM-2}$ данные по растворимости платины в рассоле по [5]. Растворимость палладия в тех же условиях составляет 70 ± 20 ppm. Анализ слоя углерода на поверхности соли дал высокие содержания платины (до 1800 ppm) и палладия (до 3500 ppm). Кроме валовых анализов закалочной соли (в царской водке) были сделаны анализы вытяжки в соляной кислоте (предположительно сохранившихся хлоридов): хлориды платины не более 0.05 ppm, хлориды палладия до 1 ppm. В углеродной пленке обнаружено максимальное содержание хлорида палладия 34 ppm.



Puc. 1. BSE изображения агрегата закалочной соли со следами отошедших и захваченных пузырей растворенного флюида. а) общий вид, ширина 216 мкм б) область остаточного расплава

Содержание платины в солянокислой вытяжке флюидных ловушек в пересчете на массу флюида достигает 1-2 ppm. Это отличие объясняется различной температурой образования закалочных фаз. При сохранении летучести хлора на высоко-температурном уровне (времени для установления равновесия буфера Ag–AgCl не достаточно) устойчивость $PtCl_2$ достигается примерно при T=630 °C, а $PdCl_2$ при T=720 °C. Расплав соли кристаллизуется при температуре немного ниже чистого NaCl с $T_{\rm M}=801$ °C из-за растворенных веществ, т.е. много выше T устойчивости хлоридов. Осаждение хлоридов из флюида продолжается и при $T< T_{\rm yer}$. Наличие большого количества хлорида палладия в углеродной пленке говорит об относительно низкой температуре ее образования из флюида.

В газообразной фазе при летучести хлора, задаваемой буфером $FeCl_3$ – $FeCl_2$ растворимость платины составляет 230 ± 60 ppm, что несколько больше чем в маловодном флюиде без хлора. Точных данных по растворимости палладия на момент написания тезисов не получено, но она ниже, чем платины. При закалке карбонильные комплексы частично сохраняются, им отвечает закалочная форма растворимая в ацетоне. Содержание металлорганической фазы в пересчете на массу флюида составляет для платины – 2.7 ppm, для палладия – примерно 1.7 ppm (отношение Pt/Pd=1.6). Исследование Рамановских спектров закалочных фаз в присутствии наночастиц платины, обеспечивающих усиление сигнала (SERS эффект), показало присутствие пиков карбонила платины, смешанных карбонил-хлоридов не обнаружено.

Следует отметить, что растворимости платины и палладия в рассоле при высокой летучести кислорода по [6] ранжируются в обратном порядке: Pd/Pt = 100. В среднем коматиитовые и базальтовые магмы характеризуются отношением $Pt/Pd \approx 1$. В кумулатах Бушвельда это отношение 1.5-2, достигая значения 100 в горизонте платиноносных хромитов UG1 [7]. Эти закономерности отвечают восстановленному маловодному флюиду с хлором. Золото-палладиевые малосульфидные месторождения формируются с участием рассолов при высокой летучести кислорода (устойчив гематит), но при более низкой температуре (ниже 350 °C) [8].

Работа поддержана грантом РНФ № 23-27-00252.

- [1] Aranovich L.Ya., Zakirov I.V., Sretenskaya N.G. and Gerya T.V. Ternary System H₂O–CO₂–NaCl at High T–P Parameters: An Empirical Mixing Model // Geochemistry International, 2010, v. 48(5), p. 446–455.
- [2] Boudreau A.E., Mathez E.A. and McCallum I.S. Halogen Geochemistry of the Stillwater and Bushveld Complexes: Evidence for Transport of the Platinum-Group Elements by Cl-Rich Fluids // J. Petrol., 1986, v. 27(4), p. 967–986.
- [3] Boudreau A. Melt and Fluid Inclusion Evidence // In: Hydromagmatic Processes and Platinum-Group Element Deposits in Layered Intrusions. Cambridge University Press, 2019, pp. 101–113.
- [4] Simakin A., Salova, T., Borisova A.Y. et al. Experimental Study of Pt Solubility in the CO-CO₂ Fluid at Low fO₂ and Subsolidus Conditions of the Ultramafic-Mafic Intrusions // Minerals, 2021, v. 11, 225.
- [5] Sullivan N.A., Zajacz Z., Brenan J.M., Tsay A. The solubility of platinum in magmatic brines: Insights into the mobility of PGE in ore-forming environments // Geochim. Cosmochim. Acta, 2022, v. 316, p. 253–272.

- [6] Sullivan N.A., Zajacz Z., Brenan J.M. et al. The solubility of gold and palladium in magmatic brines: Implications for PGE enrichment in mafic-ultramafic and porphyry environments // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2022, v. 316, p. 230–252.
- [7] Maier W.D., Mundl-Petermeier A. Controls on Pt/Pd ratios in Bushveld magmas and cumulates: a review complemented by new W isotope data // Miner Deposita, 2023, v. 58, p. 553–568.
- [8] Калинин Ю.А., Боровиков А.А., Маасha L. и др. Au-Pd минерализация и рудообразующие флюиды месторождения Блейда Фар Вест (Анти-Атлас, Марокко) // Литосфера, 2022, т. 22(5), с. 644–666.



АССИМИЛЯЦИЯ КАРБОНАТОВ БАЗИТОВЫМИ МАГМАМИ: ФАССАИТОВЫЕ ГАББРО ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Е.В. Скляров¹, А.В. Лавренчук^{2,3}, Д.В. Семенова²

 1 Иркутск, Институт земной коры CO PAH, skl@crust.irk.ru

Проблемы взаимодействия силикатных магм с коровыми карбонатными комплексами широко обсуждаются уже более столетия, начиная с предположения Дэли [1] об образовании щелочных пород в результате ассимиляции карбонатных пород гранитной магмой. Выделяется два механизма такого взаимодействия: скарнирование и ассимиляция. В первом случае взаимодействие проявляется в достаточно узких контактовых зонах магматических тел или в ксенолитах карбонатов и достаточно хорошо изучено. Ассимиляция карбонатного материала силикатными магмами разного состава, активно дискутируемая два последних десятилетия, приводит к изменениям минерального и химического состава интрузивных пород и обоснована, главным образом, для вулканических (например, [2, 3]), в меньшей степени для плутонических (например, [4, 5]) систем. Один из возможных объектов с признаками ассимиляции карбонатного материала базитовой магмой обнаружен в пределах Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье).

Ольхонский террейн является одним из раннепалеозойских террейнов с высокой степенью метаморфизма, непосредственно примыкающих к Сибирскому кратону. Его строение достаточно сложное, обусловленное комбинацией фрагментов разного состава и природой протолитов [6, 7], среди которых наиболее крупным является Крестовский субтеррейн, сложенный преимущественно мраморами и амфиболитами с массивами габбро, составляющими более 50 % всего объема субтеррейна.

В результате предыдущих исследований в пределах субтеррейна было выделено два комплекса габброидов разного возраста, имеющие разные геохимические характеристики: бирхинский (500 млн лет) и устъкрестовский (470 млн лет) [8]. Большинство изученных массивов габбро относятся к бирхинскому комплексу, в то время как субщелочными габброидами устъкрестовского комплекса сложен всего один небольшой одноименный массив и несколько даек. При детальном картировании в обрамлении устъкрестовского массива было выявлено несколько мелких тел габбро (рис. 1), которые по ряду признаков были схожи с устъкрестовскими габбро, но показывали и отличия, в частности, по минеральному составу. На этом основании эти габбро были отнесены ко второй фазе устъкрестовского комплекса. Последующие геохронологические и минералого-геохимические исследования (см. ниже) показали, что это не так.

Фассаитовые габбро обычно среднезернистые, сложены фассаитом, пироксеном с высоким содержанием кальция и алюминия (до 12 % Al₂O₃), битовнитом, парга-

² Новосибирск, Институт геологии и минералогии СО РАН

³ Новосибирск, Новосибирский государственный университет

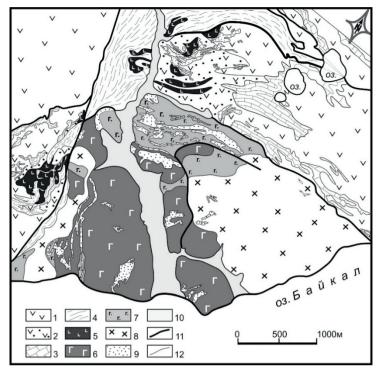


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Ольхонского террейна (по [9] с изменениями и дополнениями): 1 – порфириты бирхинской вулкано-плутонической ассоциации и амфиболиты по ним; 2 – высокотемпературные роговики по порфиритам; 3 – кальцитовые мраморы; 4 – доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы, диопсид-кальцитовые породы, диопсидиты, кварц-диопсидовые породы, кварциты; 5–7 –устъкрестовский комплекс габброидов: фассаитовые габбро (5), монцогаббро и кварцевые сиениты (6), минглинг монцогаббро с гранитами, сиенитами и лейкогаббро (7); 8 – граниты; 9 – инъекционные мраморы и кальцифиры; 10 – четвертичные отложения; 11 – вязко-пластические срывы; 12 – геологические границы.

ситом, реже в них появляется биотит и калишпат. Акцессории – ильменит, титанит и апатит, реже циркон или бадделеит. Постмагматические минералы – диопсид, роговая обманка, более кислый плагиоклаз. Характерной особенностью является присутствие кальцита и доломита. Карбонаты обнаруживают признаки совместной кристаллизации с силикатными минералами, присутствуя в интерстициях между силикатными минералами, «рассредоточены» по породе, не образуя каких-то зон или прожилков; размеры выделений не превышают 3 мм.

В геологическом плане монцогаббро слагают небольшой массив, в краевой части которого картируется зона минглинга габброидов с гранитами и сиенитами. Фассаитовые габбро не контактируют с монцогаббро или минглинг-зоной, образуя серию небольших тел среди метапорфиритов или метаморфизованной кремнисто-доломитовой толщей в обрамлении Усть-Крестовского массива (см. рис. 1). Фассаитовые габбро имеют близкий микроэлементный состав с монцогаббро Усть-Крестовского массива, но существенно отличаются от последних более низкими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей, но более высокими CaO и MgO (рис. 2).

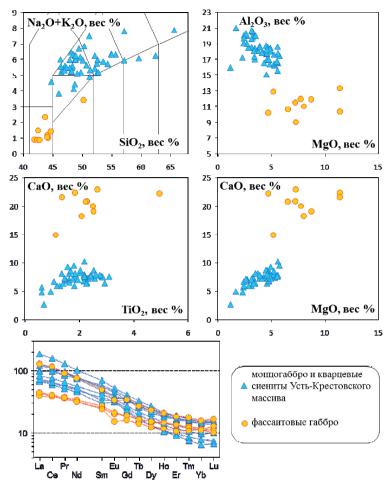


Рис. 2. Вариационные петрохимические диаграммы и спектры РЗЭ пород Усть-Крестовского массива и фассаитовых габбро.

U/Pb-датирование цирконов из фассаитовых габбро и субщелочных габброидов устькрестовского комплекса было проведено методом ЛА-ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой лазерной абляции New Wave Research UP 213 в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). По результатам датирования для фассаитовых габбро получен возраст (по 42 точкам) 484 \pm 3 млн лет, для субщелочных габброидов устькрестовского комплекса (по 36 точкам) – 458 \pm 3 млн лет. Таким образом, первые не могут быть второй фазой устькрестовского комплекса.

Существенное обогащение фассаитовых габбро CaO и MgO наряду с обеднением SiO_2 , Al_2O_3 по сравнению с монцогаббро, как и кристаллизация фассаита вместо диопсида или авгита, объяснимо контаминацией доломита, что вполне вероятно, учитывая широкое распространение мраморов доломитового и кальцит-доломитового состава в Крестовском субтеррейне. Количество ассимилированных карбонатов составляет не менее 30 %, что, казалось бы, входит в противоречие с

экспериментальными данными об их очень низкой растворимости в силикатных расплавах (например, [10]), однако более поздние эксперименты показали, что при условии удаления CO_2 из системы, растворимость карбонатов повышается на порядок [3], составляя не менее 50%.

Принципиально важным является вопрос о состоянии карбонатного материала, поступающего в базитовый расплав. Барнс с соавторами [4] на основании изучения магматического комплекса Hortavaer пришли к выводу о том, что контаминация расплава «твердыми» карбонатами будет приводить к проявлению продуктов контаминации в виде отдельных разноразмерных фрагментов, в то время как ассимиляция низковязкого карбонатного расплава приводит к относительно равномерному насыщению силикатных пород карбонатным материалом без концентрации в значительных объемах. Кроме того, результаты экспериментов [11] свидетельствуют, что добавление карбонатов в базальтовый расплав увеличивает ликвидусную температуру гибридного расплава. Возможность же плавления мраморов первично-осадочного происхождения в коровых условиях в присутствии водного флюида обоснована экспериментально и показана при изучении природных объектов [12], в том числе и нашими исследованиями [13].

Таким образом, можно предполагать, что на ранних стадиях внедрение мантийных субщелочных базитовых расплавов в нижнюю кору приводило к плавлению существенно доломитовой толще в и ассимиляции карбонатного расплава базитовым расплавом в промежуточном очаге. При дальнейшем развитии событий наряду с карбонатами плавились и гнейсы, что привело к проявлению габбро-гранитного и даже карбонатно-габбро-гранитного минглинга.

- [1] Daly R.A. Origin of the alkaline rocks // Geological Society of America Bulletin, 1910, 21, 87–118.
- [2] Gaeta M., Di Rocco T., Freda C. Carbonate assimilation in open magmatic systems: The role of melt-bearing skarns and cumulate-forming processes // J. Petrol, 2009, 50, 361–385.
- [3] Carter L.B., Dasgupta R. Effect of melt composition on crustal carbonate assimilation: Implications for the transition from calcite consumption to skarnification and associated CO₂ degassing // Geochem. Geophys. Geosyst., 2016, 17, 3893–3916.
- [4] Barnes C., Prestvik T., Sundvoll B., Surratt D. Pervasive assimilation of carbonate and silicate rocks in the Hortavaer igneous complex, north-central Norway // Lithos, 2016, 80, 179–199.
- [5] Wenzel T., Baumgartner L.P., Brugmann G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // Journal of Petrology, 2002, 43, 2049–2074
- [6] Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 4, с. 331–418.
- [7] Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. Precollisional (0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (Southern Siberia) as an echo of events in the central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2017, v. 42, p. 243–263.
- [8] Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия над-

- субдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 10, с. 1439–1458
- [9] Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.) Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. Москва. 2012. Изд-во: Группа компаний А1 TIS.
- [10] Spera F.J., Bergman S.C. Carbon dioxide in igneous petrogenesis: I. Aspects of the dissolution of CO2 in silicate liquids // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1980, 74, 55–66.
- [11] Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos, 2010, v. 114, p. 503–514.
- [12] Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology, 1999, v. 27, p. 335–338.
- [13] Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Дайки мраморов и кальцифиров Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье, Россия) // Геодинамика и тектонофизика, 2022, 13(5).



ГЕОДИНАМИКА РАННЕЙ ЗЕМЛИ: РОЛЬ И МЕСТО ПОЛОСЧАТЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

А.И. Слабунов, Н.С. Нестерова, О.А. Максимов, А.В. Кервинен, П.В. Мелвелев

Петрозаводск, Институт геологии КарНЦ РАН, slabunov@krc.karelia.ru

Наиболее определенно о геодинамических обстановках, в которых формируются те или иные участки земной коры, можно судить на основании анализа литогеодинамических комплексов слагающих ее [1]. В составе мезо-неоархейских зеленокаменных и парагенейсовых комплеков Фенноскандинавского, Канадского и Западно-Австалийского щитов известны геодинамические комплексы спрединговых, субдукционных, коллизионных обстановок и плюмов [2–6]. В составе раннедокембрийских комплексов широко распростраены полосчатые железистые кварциты (banded iron formation – BIF). Они рассматриваются в составе субдукционных и океанических плюмовых комплексов Карельского кратона [3, 4, 7, 8]. Кроме того, ВІF попадают в коллизионных системах, как например в Беломорской (Фенноскандинавский щит) [9], в зоны интенсивного (амфиболитовой-гранулитовой фации повышенных давления) метаморфзма. ВІF несут важную дополнительную информацию об окружающей среде в геодинамических системах, в которых они формируютя.

ВІГ или железистые кварциты, джаспилиты — это в различной степени метаморфизованные богатые железом и кремнеземом осадочные горные породы. Они состоят из чередующихся слоев обогащенных, соответственно, железосодержащими минералами (гематит, магнетит, сидерит) и кремнеземом (кварц, яшма, халцедон). ВІГ формировались в докембрии с хадея до неопротерозоя (4.3–0.7 млрд лет (Ga)). ВІГ – это хемогенно-осадочные, как правило, с терригенной примесью, осадки. В зависимости от ассоциации, в состав которой они входят, выделяются три типы ВІГ: 1) ассоциирующие с вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами (тип Алгома); 2) связанные с осадочными комплексами в крупных бассейнах (тип Сьюпериор); 3) ассоциируют с неопротерозойскими ледниковыми образованиями (тип Рапитан).

В архее широко распространены именно ВІF типа Алгома, которые ассоциируют с вулканитами и на примере которых может быть рассмотрена их генетическая связь. Эта связь может быть оценена на основании изучения геохимических особенностей ВІF [4, 8], а также их цирконологии [10]. Костомукшский зеленокаменный пояс (КЗП) [3, 4, 11] Карельского кратона — отличный полигон для решения такой задачи. КЗП состоит из: 1) мезоархейских (2.87–2.84 Ga) (риолит)-базальт-коматиитов плюмовой природы контокской серии, среди которых установлены линзы ВІF-1, 2) мезо-неоархейских (2.81–2.79 Ga) субдукционных кислых вулканитов шурловаарской свиты, с которыми ассоциируют ВІF-2; 3) неоархейских (2.76—

2.74 Ga) граувакк с телами кислых субвулканитов гимольской серии, в основании разреза которых находятся главные рудные горизонты BIF-3, а в его верхах встречаются линзы BIF-4.

Ранний (мезоархейский) ВІГ-содержащий комплекс осадков КЗП ассоциирует с (дацит)-базальт-коматиитами, сформировавшимися в условиях океанического плато [4,7]. В ВІГ-1 присутствуют детритовые цирконы с возрастом около 2.84 Ga, но при этом в них описана широкая гамма метаморфогенных цироконов с возрастом 2.75 и 1.89—1.83 Ga [10]. ВІГ-1 имеют отличительные от других ВІГ КЗП особенности состава: средние содержание SiO_2 (54 мас.%), и $Fe_2O_3^T$ (28 мас.%) в них относительно низкие, а Al_2O_3 , TiO_2 , Cr, Ni, Zr — высокие [4, 8]. Это указывает на участие в их образовании терригенной примеси, доля которой может варьировать от 20 до 80%. Эти осадки «засорены» терригенным материалом, формирующимся при разрушении риолит-базальт-коматиитовой толщи [4]. Таким образом, становление ВІГ-1 связывается с осаждением в мезоархее металллоносных осадков в рифтовых долинах океанического плато, формирование которого проходило под воздействием мантийного плюма.

ВІГ-2 КЗП имеют свои петрохимические особенности: содержание в них ${\rm Al_2O_3}$ (около 2.5 мас.%), ${\rm TiO_2}$ (около 0.14 мас.%), ${\rm Zr}$, ${\rm Cr}$, ${\rm Ni}$ значительно ниже, чем в мезоархейских ВІГ-1 КЗП [4, 8]. ВІГ-2 формировались главным образом за счет гидротермального вещества, доля которого в протолите составляла более 80%. В них установлены как детритовые (2.81–2.79 Ga), так и метаморфогенные (2.73 и 2.4 Ga) цирконы [8, 10]. Возраст детритовых цирконов близок возрасту кислых вулканитов, с которыми они ассоциируют, что подчеркивает их взаимосвязь. ВІГ-2 формируются в преддуговом бассейне островодужной системы, фундаментом которой было и мезоархейское океаническое плато.

Осадконакопление BIF-3 происходило одновременно с флишем граувакки и кислыми вулканитами [4, 8]. Последние классифицируются как дациты-риолиты извесково-щелочной серии с геохимическими особенности (Th > Nb < La), характерными для островодужных вулканитов. Данные вулканиты, наряду с мезоархейскими базальт-коматиитами, а также архейскими гранитоидами, являются главными источниками вещества для граувакки [7, 8]. BIF-3 – это наиболее богатые руды месторождения, в них отмечаются минимальные в ВІГ КЗП содержания Al₂O₃, а также низкие – TiO₂, MgO, Cr [8]. Нормированные по PAAS содержания P3Э + Y в них варьирую в очень широких пределах от 0.018 до 0.8 и в среднем выше, чем в BIF-1 и BIF-2. Циркон в BIF-3 более разнообразен по возрастным характеристикам, чем в других ВІГ КЗП: среди детритовых его разностей отмечены зерна с возрастом от 2.98 до 2.753 Ga, а среди метаморфогенных – выделяются генерации с возрастом 2.72, 2.66, 2.45, 1.86 Ga [10]. Образование BIF-3 КЗП происходило в преддуговом бассейне субдукционной системы, в котором была высокая активность гидротерм и обитали, так же, как и в рассмотренных выше, цианобактерии, обеспечивающие периодическое появление кислородного оазиса [8]. Поступление терригенного вещества в этот бассейн носило цикличный характер и ВІГ образовывались на стадии минимального его поступления.

Неоархейские BIF-4 в виде небольших прослоев формировались совместно с грауваккой сурлампинской серии. Среднее содержание в BIF-4 Al_2O_3 (1.6 мас.%), TiO_2 (0.15 мас.%), Zr (12.1 г/т), V, Ni, Ba наиболее низкое среди BIF КЗП. По геохимическим характеристикам эти BIF наименее «засорены» терригенным ве-

ществом. Об этом свидетельствует и отсутствие в них какого-либо циркона. Формирование BIF-4, по-видимому, происходило в том же преддуговом бассейне, что и BIF-3, но в удаленных от источников сноса районах.

В мезо-неоархейском Северо-Карельском зеленокаменном пояса Беломорской провинции среди парагнейсов (кианит-гранат-биотитовх гнейсов) майозерской свиты установлены [9, 11] линзы глубокометаморфизованных ВІГ (пироксен-гранта-магнетит-кварцевых пород). Это пример мезоархейских ВІГ типа Алгома прошедших преобразования в ходе неоархейской и палеопротерозойской коллизий [12].

Таким образом, в мезо-неоархее формирование BIF в центральной части Карельского кратона и Беломорской провинции происходило во внутриплитных рифтогенных, преддуговых субдукционных бассейнах синхронно с вулканизмом. Главным источником железа и кремнезема для их образования служили гидротермальные флюиды. Таким образом, BIF типа Алгома являются индикаторами подводной гидротермальной активности. В Беломорской провинции BIF, так же как и большая часть пород региона, глубоко метаморфизованы в ходе коллизионных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-17-00026).

- [1] Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 408 с.
- [2] Добрецов Н.Л., Туркина О.М. Раннедокембрийская история Земли: роль плейт- и плюм-тектоники и космического фактора // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1250–1274.
- [3] Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника, 2006, т. 6, с. 1–29.
- [4] Slabunov A.I., Nesterova N.S., Maksimov O.A. Geochemistry and Formation Conditions of Mesoarchean Banded Iron Formations (BIF-1) from the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton // Geochemistry International, 2024, v. 62(3), p. 245–266.
- [5] Percival J.A. Eo- To Mesoarchean Terranes of the Superior Province and Their Tectonic Context // Developments in Precambrian Geology, 2007, v. 15, p. 1065–1085.
- [6] Chen S.F., Greenfield J.E., Nelson D.R., Riganti A., Wyche S. Lithostratigraphy and tectonic evolution of contrasting greenstone successions in the central Yilgarn Craton, Western Australia // Precambrian Research, 2003, v. 127(1–3), p. 249–266.
- [7] Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия, 2021, т. 66 (4), с. 291–307.
- [8] Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Кервинен А.В., Максимов О.А., Медведев П.В. Архейские полосчатые железистые кварциты как индикаторы гидротермальной активности в древних океанах и их роль для интерпретации геодинамических процессов // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2024, с. 161–165.
- [9] Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2008, 298 с.

- [10] Slabunov A.I., Kervinen A.V., Nesterova N.S., Maksimov O.A., Medvedev P.V. Zircon from banded iron formation as a sensitive indicator of its polychronous background: a case study on the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Fennoscandian Shield // International Geology Review, 2024, v. 66(6), p. 1321–1333.
- [11] Горьковец В.Я., Шаров Н.В. (Отв. ред.) (2015) Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 322 с.
- [12] Слабунов А.И., Балаганский В.В., Щипанский А.А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов// Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 5, с. 648–675.



ПАЛЛАДИЙ-ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ ЮЖНОГО УРАЛА

А.В. Сначёв

Уфа, Институт геологии УФИЦ РАН, SAVant@rambler.ru

Углеродистые отложения представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления многих промышленно важных элементов. При определённых условиях, они сами могут служить источником металлов и концентрировать в себе крупные залежи золота, молибдена, вольфрама, платиноидов. Среди золоторудных месторождений отчётливо выявился новый тип прожилкововкрапленной золото-сульфидной минерализации с дисперсным золотом и платиновыми металлами, которые локализуются в породах, богатых органическим углеродом. В пределах Южного Урала широко развиты рифейские и палеозойские черносланцевые отложения с мощными положительными аномалиями золота и ряда других элементов. В этой связи, нами предпринята попытка обобщить и систематизировать полученный нами в период 1990—2020 г.г. материал по данной проблеме.

В пределах Башкирского антиклинория перспективной на обнаружение золотосульфидного типа оруденения в черных сланцах является Горно-приисковая зона Авзянского рудного района. Проведенное опробование рудоносной зоны показало, что золото присутствует в рудных концентрациях во всех типах минерализации: кварцево-жильной, кварцево-прожилковой (штокверковой) и вкрапленной (сульфиды в изменённых песчанно-сланцевых породах). Более 30 % проб имеют промышленно значимые концентрации золота (от 1.0 до 11.4 г/т) и серебра (>5 г/т). В кварцевых жилах с убогой вкрапленностью сульфидных минералов содержание золота несколько ниже и меняется в широком диапазоне от 0.6 до 2.5 г/т. Менее ясная картина вырисовывается для содержаний элементов платиновой группы. Большинство полученных данных показывает верхний предел концентрации ЭПГ, колеблющийся для разных элементов в диапазоне от 2 до 50 мг/т, что сопоставимо с фоновыми их значениями в осадочных породах большинства регионов. Исключением являются два анализа, которые показали явное обогащение платиной сульфидизированных черных сланцев – 80 мг/т и 270 мг/т и 7 анализов с аномально высокими – 100-160 мг/т содержаниями палладия.

Проведенные нами научно-исследовательские работы в пределах северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев позволили провести изучение углеродистых отложений, известных в юшинской, машакской, зигальгинской и зигазино-комаровской свитах, на благородные металлы. В пределах рассматриваемой территории нами проведено штуфное опробование сульфидизированных и окварцованных углеродистых сланцев. Среднее содержание золота по породам машакской свиты составляет 0.183 г/т (14 проб), зигазино-комаровской — 0.290 г/т

(21 проба), юшинской — 0.030~г/т (9 проб). Для первых двух стратиграфических подразделений это в 4—6 раз выше, чем для рудогенной аномалии. Максимальные же значения концентрации золота в углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты достигают 3.43~г/т в небольшом карьере у дороги между г. Белорецк и пос. Отнурок-1 и 1.42~г/т на горе Мягкая, в машакской свите — 1.68~г/т на западном склоне г. Широкая [1, 2]. Рассматриваемые углеродистые сланцы весьма перспективны на палладий, особенно породы кызылташской толщи, где отмечены содержания в 0.48~и 0.89 г/т, а в среднем — 0.20~г/т. Для образований машакской свиты эти показатели заметно меньше — 0.27~г/т и 0.046~г/т (среднее). По зигазино-комаровской свите имеем средние значения по палладию — 0.061~г/т, а максимальные — 0.21~г/т. По иридию и родию все значения находятся либо в пределах фона, либо — пределах обнаружения. Немного более высокие содержания установлены в сланцах по платине: зигазино-комаровская свита — в среднем 0.01~г/т при максимальном — 0.056~г/т; машакская свита, соответственно — 0.016~г/т и 0.083~г/т; кызылташская — 0.002~г/т и 0.006~г/т.

В южной части зоны Уралтау исследования углеродистых отложений проводились нами в пределах Новоусмановской площади. Эти работы позволили выявить в окварцованных и сульфидизированных углеродистых сланцах содержания платиноидов до 2.0 г/т (из них Pd до 1.8 г/т). Из 18 анализов на ЭПГ шесть имеют результаты более 1.0 г/т Pd, среднее его содержание — 0.65 г/т. Наиболее высокое содержание Pt составляет 0.23 г/т, а в среднем — 0.08 г/т. Шлиховое опробование по р.р. Бетеря, Малая и Большая Турыелга, Саптарульган, Бзяубаш, Тупаргасс показало наличие в русловом аллювии золото вплоть до промышленных концентраций (0.6—2.3 г/м³). Кроме того, высокая перспективность Новоусмановской площади установлена на вольфрам. При фоновых значениях для вольфрама в 0.0001% и промышленных — в 0.01% мы имеем в 13 пробах содержания вольфрама выше 0.01% (до 0.03%) [3]. Учитывая вышеизложенное, южная часть зоны Уралтау обладает высокими перспективами на редкие и благородные металлы.

Определёнными перспективами на благородные металлы обладают и черносланцевые отложения, хорошо обнажённые вдоль шоссе Белорецк-Магнитогорск. Проанализировано 10 проб пиритизированных углеродистых сланцев и лимонитизированного жильного кварца атомно-абсорбционным методом. Наиболее интересные результаты получены по Au-60–270 мг/т (в среднем 160 мг/т). Все значения содержаний Au заметно выше рудогенной аномалии (50 мг/т) и представляют интерес для проведения в этой зоне дальнейших опробовательских работ. Кроме золота в пробах отмечена Pt-20–100 мг/т (в среднем 42 мг/т) и Pd-5–50 мг/т (11 мг/т), остальные платиноиды присутствуют в количествах ниже предела обнаружения.

В пределах восточного склона Южного Урала, на Пластовской площади (лист N-41-XIII) содержания золота в углеродистых отложениях в среднем составляют 0,15 г/т (максимальные до 0.34 г/т). Анализ неизменённых и слабоизменённых черносланцевых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны на платину дал содержания от 0.21 до 1.2 мг/т при среднем — 0.63 мг/т. Эти содержания являются геохимическим фоном по платине для подобных отложений Южного Урала [4]. В сульфидизированных углеродсодержащих породах Пластовской площади содержания платины изменяются от 0.02 до 0.03 г/т, а палладия от 0.01 до 0.07 г/т при среднем 0.03 г/т. Наибольший интерес с точки зрения перспектив на элементы груп-

пы платины представляет обрамление Ларинского купола. Здесь, на некоторых участках нами проведено детальное картирование, а также выполнены 20 анализов на благородные металлы. Максимальные полученные значения золота составляют 2.0 г/т (среднее значение 0.49~г/т), платины 0.05~г/т, палладия -0.1~г/т (среднее 0.06~г/т) [5].

Большой интерес представляет рассмотрение рудоносности девонских углеродистых отложений в пределах Амурского рудного района, расположенного на стыке Восточно-Уральской и Магнитогорской мегазон [6]. Образования черносланцевой формации широко представлен здесь в составе флишоидной терригенно-осадочной толщи. В пределах рассматриваемой территории нами проведено штуфное опробование сульфидизированных и окварцованных углеродистых сланцев. Полученные результаты указывают на довольно высокую перспективность отложений терригенной (флишоидной) толщи. Так, среднее содержание золота в них составляет 0.38 г/т, что в 7–8 раз выше, чем для рудогенной аномалии. Максимальные же значения концентрации золота в углеродистых сланцах достигают: 3.19 г/т; 1.79 г/т; 1.65 г/т [7]. В сульфидизированных (пирит, пирротин) углеродсодержащих породах терригенной толщи, есть все шансы получить высокие значения платиноидов. Так, рассматриваемые отложения особенно перспективны на палладий, среднее содержание которого составляет 200 мг/т, что в 20-70 раз выше фоновых значений (интервал взят по разным авторам). Максимальные его концентрации составили 0.65 и 0.55 г/т. Интерес представляет тот факт, что по всем проанализированным образцам имеем стабильно высокие значения палладия. По платине рассматриваемые отложения менее интересны, её среднее содержание почти в 10 раз меньше, чем палладия, и составляет 31 мг/т, что только в 2-6 раз превышает фоновые значения. Вместе с тем одно значение с содержанием 0.55 г/т резко выделяется на фоне всех остальных.

Приведенные данные говорят о высоком потенциале углеродистых отложений Южного Урала и являются хорошим заделом для проведения дальнейших поисковых работ и аналитических исследований.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, https://rscf.ru/project/23-27-00265/

- [1] Сначёв А.В., Пучков В.Н. Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Доклады РАН, 2010, т. 433, № 1, с. 77–80.
- [2] Сначёв А.В., Сначёв В.И., Ардисламов Ф.Р. Прогнозные ресурсы золота в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал) // Георесурсы, 2015, Т.1., № 4(63), с. 99-104. DOI: 10.18599/grs.63.4.16
- [3] Сначёв А.В., Сначёв В.И. Перспективы углеродистых отложений Новоусмановской площади на рений, вольфрам, молибден (зона Уралтау) // Геологический вестник. Уфа. ИГ УФИЦ РАН, 2018, № 2, с. 68—78. DOI: 10.31084/2619-0087/2018-2-5
- [4] Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2012, 208 с.

- [5] Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Ларинского купола (Южный Урал) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, 2015, № 2, с. 58–67.
- [6] Сначёв М.В., Сначёв А.В., Пучков В.Н. Новые данные по геологическому строению Амурского стратиформного месторождения (Южный Урал) // Доклады АН, 2015, т. 463, № 5, с. 571–575. DOI: 10.7868/S0869565215230231
- [7] Сначёв А.В., Сначёв М.В. Рудная минерализация углеродистых отложений Амурского стратиформного цинкового месторождения (Южный Урал) // Доклады академии наук, 2012, т. 444, № 6, с. 640–643.



ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ: КОНГЛОМЕРАТЫ НА РАННЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ТАРИМСКОГО ТИПА

Ю.К. Советов^{1, 2}

¹Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, SovetovYK@ipgg.sbras.ru

² Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Осадочные системы и их последовательности были главным методологическим инструменты для выделения и классификации тектонических (геодинамических) зон в складчатых поясах в прежней (геосинклинальной) геодинамической концепции. Этот инструмент сохранил свое значение для палеогеографической реконструкции складчатых поясов и в современной концепции Глобальной Тектоники.

Каратау-Таласская неопротерозойская складчатая система (Южный Казахстан и Кыргызстан) известна автору по личным исследованиям во всех её зонах. Тема доклада вызвана недавней публикацией статьи о происхождении докембрийской складчатой системы Каратау с массой новых геохронологических и геохимических данных [1]. Авторами этой работы предложена новая схема неопротерозойской палеогеодинамической зональности этой территории, которая противоречит некоторым геологическим данным.

Для доклада выбрана только одна зона, на примере которой показано какие седиментологические факты могут стать решающим аргументом для заключения о первичном положении осадочных бассейнов и зональности континентальной окраины.

После образования глубоководных флишевых (турбидитовых) бассейнов, представленных отложениями кокджотской, большекаройской, сагызганской и чаткарагайской свит, наступил период накопления континентальной и мелководно-морской молассы (отложения коксуйской серии и постунбулакской свиты [2]. Флиш накапливался в остаточном океанском бассейне (remnant basin), моласса — в передовом прогибе (foredeep) [2, 3].

Для доказательства происхождения молассы и ориентировки палеогеографических и геодинамических зон были необходимы седиментологические наблюдения и определенная процедура анализа обломочного материал. Эти компоненты общего геологического анализа рассматриваются в докладе.

Доказательства континентального и мелководно-морского происхождения отложений коксуйской серии (молассы) были приведены в [4]. Для подтверждения был сделан ряд наблюдений и измерений: 1) фиксация и зарисовка русловых, межрусловых (дельтовых и мелководно-морских) отложений на фотопланах, 2) корреляция лент русловых отложений и стратиграфическое расчленение коксуйской серии в Малокаройской долине хр. Малый Каратау, 3) зарисовка латеральных рядов от-

ложений русел рек методом вертикального картирования, 4) измерение направлений течения рек по ориентировки донных форм, 5) отбор галек для петрографического исследования. Седиментологическими (макролитологическими) исследованиями доказывались: 1) региональная структура молассы, представленная отложениями трех вновь выделенных свит (коктальской, кульменской и аулиебулакской), 2) ориентировка речной сети, в целом, с ЮЗ на СВ, 3) залегание молассовых отложений с размывом и несогласием на большекаройском флише [4–6].

Происхождение обломочного материала в коксуйской молассе доказывалось процедурой анализа галек, которая облегчалась условиями пустынного климата в межгорных долинах хр. Малый Каратау. Этот анализ включал главное условие: отбор галек должен быть таким, чтобы исключить влияние процедуры отбора. При отборе соблюдались три её составляющих: 1) случайность, 2) близкий гранулометрический класс, 3) близкий количественный состав проб. В пустынном климате на крутозалегающих слоях конгломератов образовались не перемещенные апоконгломератовые галечники, состав которых идентичен пласту «донору». Из галечника отбирались «без выбора» 100 + экземпляров галек размером 2-3 см.

В лаборатории делались сколы и под бинокуляром гальки классифицировались по структуре, петрографический состав галек определялся микроскопическим анализом в шлифах из контрольной коллекции.

Конгломераты коксуйской серии во всех её стратиграфических подразделениях представляют части аллювия горных рек и гранулометрически меняются от крупногравийных до валунных. Галечный материал хорошо окатан и транспортировался, по крайней мере, несколько десятков километров. Седиментологически - это речные бары нижней части русловых отложений.

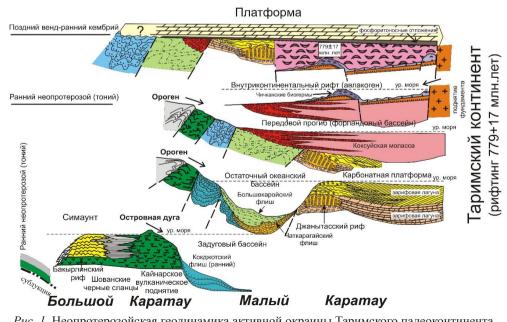


Рис. 1. Неопротерозойская геодинамика активной окраины Таримского палеоконтинента.

Гальки в конгломератах состоят из преобладающих кремневых пород, им абсолютно подчинены гранитные, сиенитовые, габбро, андезито-базальты (2–15%). Кроме магматических пород были найдены гальки граувакк, известняков, аркозов и ортокварцитов (2–6%), которые присутствуют в отдельных пробах. Абсолютное количество галек принадлежит кремневой группе пород: микрокварциты, фтаниты, глинистые кремни, яшмы, карнеолы и метакварциты (> 80%). Перекристаллизация кремневых пород при метаморфизме незначительная и отмечена метакварцитами, подавляющая часть галек сохранила первичную микро и тонкокристаллическую структуру. Единственный разрез (Кенгобысай) насыщен гальками андезитов и базальтов, а также гальками известняков сходными с известняками джанытасской серии.

Направления течения рек, переносивших грубозернистый песчаный и галечный материал, измерялись по наклону косых серий склонов речных каналов, черепитчатой текстуре конгломератов. Измерения показали направления на СВ-В-ЮВ, т.е. поперек простирания складчатой системы от хр. Большой Каратау в сторону Муюнкумской равнины: от орогена в передовой прогиб.

Состав галек однозначно указывает на эрозию кремневых осадочных толщ. На генетической геодинамической диаграмме LmLpLs У. Диккинсона [7] эта ассоциация обломков близка ассоциации, связанной с субдукционным комплексом, т.е. с деформированным чехлом океана. Измерения однозначно показывают, что зона субдукции находилась западнее Большого Каратау и, соответственно, передовой прогиб — восточнее Большого Каратау — в Малом Каратау.

Авторы другой реконструкции классифицировали неопротерозойские осадочные последовательности Малого Каратау как преддуговый осадочный бассейн (forearc b.) и изобразили зону субдукции (положение океана) к севера-востоку от Малого Каратау. Этот вывод сделан по анализам детритовых цирконов и геохимическим данным, без учета происхождения осадочных бассейнов, представленных отложениями Малокаройской серии. Как показано на рисунке, эта зона автором доклада интерпретирована как краевая часть континентального блока с краевой карбонатной платформой (джанытасская серия), рифтовыми аркозовым прибрежноморским комплексом (актугайская свита), кремнево-карбонатным биогермным комплексом (чичканская свита) и туфовым трахи-липаритовым комплексом (курганская свита). Таримский массив, который в настоящее время сдвинут по продолжению зоны Таласо-Ферганского регионального разлома на юг, вероятно, был палеоконтинентом, к которому и аккретировала островная дуга Большого Каратау.

- [1] Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): Depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research, 2023, v. 119, p. 313–340.
- [2] Sovetov Julius. Cryogenian to Early Cambrian closure and opening cycles of Early Neoproterozoic Ocean: evidence from sedimentary basin analysis in Karatau and Talas Mountains (Kazachstan and Kyrgyzstan) // Proceedings of the 34th International Geological Congress 2012, 5–10 August 2012. Brisbane, Australia, abstract 3605.
- [3] Советов Ю.К. Неопротерозойский рифтогенез и эволюция осадочных бассейнов на микроконтинентах таримского типа: Малый Каратау, Южный Казахстан. // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Материалы 5-го

- Всероссийского литологического совещания, Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г., том ІІ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008, с. 287–289.
- [4] Советов Ю.К. Состав и строение позднедокембрийских эпигеосинклинальных моласс // Геология и геофизика, 1984а, №7, с. 12–22.
- [5] Советов Ю.К. Конгломераты в вендской эпигеосинклинальной молассе Малого Каратау // Строение и условия образования осадочных формаций / ред. М.А. Жарков. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 19846, с. 140–167.
- [6] Советов Ю.К. Парагенетические ассоциации континентальных отложений в позднедокембрийской эпигеосинклинальной молассе, Малый Каратау, Казахстан. // Проблемы формационного анализа. Тр. ИГиГ СО АН СССР, (628) / ред. М.А. Жарков. Новосибирск: Наука СО, 1986, с. 104–126.
- [7] Dickinson W.R. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins // New perspectives in basin analysis. New York: Springer-Verlag, 1988, p. 3–25.



АНТРОПОГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ КАК ИНДИКАТОРНАЯ СРЕДА В ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Б.Р. Соктоев

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, bulatsoktoev@tpu.ru

Антропогенные карбонаты (или накипь) – твердые отложения, образующиеся на внутренних стенках паровых котлов, водяных экономайзеров, пароперегревателей, испарителей и других теплообменных аппаратов, в которых происходит испарение или нагревание воды, содержащей те или иные соли [1].

Начиная с 1990-х гг. в Томском политехническом университете совместно с коллегами из Бурятского государственного университета (г. Улан-Удэ), Уфимского университета науки и технологий (г. Уфа), Торайгыров Университета (г. Павлодар), Кокшетауского университета им. Шокана Уалиханова (г. Кокшетау), Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ), Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН (г. Чита), Института геохимии СО РАН (г. Иркутск), Института водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул) проводятся систематические исследования антропогенных карбонатов на территории большого количества регионов России (Алтайский, Забайкальский края, Иркутская, Кемеровская, Оренбургская, Ростовская, Томская, Челябинская области, Республики Алтай, Башкортостан, Бурятия, Крым, Татарстан, Тыва) и Казахстана (Акмолинская, Алматинская, Кызылординская, Северо-Казахстанская, Павлодарская, Туркестанская области). За это время накоплена обширная база данных (~1500 проб), изученная аналитическими методами для установления особенностей элементного (инструментальный нейтронно-активационный анализ – ИНАА, масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой – ICP-MS) и минерального (порошковая рентгеновская дифрактометрия – XRD, сканирующая электронная микроскопия – СЭМ, осколочная радиография – f-радиография) состава [2-7].

Основная часть вещества накипи, в основном, сложена различными полиморфными модификациями карбоната кальция — кальцит (тригональная сингония) и арагонит (ромбическая сингония) в различных соотношениях. Во многих случаях в накипи встречается Mg-кальцит с различным процентом замещения Ca^{2+} на Mg^{2+} (от 3 до 13%). Однако, встречаются и собственные минеральные фазы данного элемента, например, гидромагнезит ($Mg_5(CO_3)_4(OH)_2\cdot 4H_2O$) и брусит ($Mg(OH)_2$). В составе накипи также обнаружены собственные минеральные фазы ряда химических элементов: гемиморфит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), барит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), барит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), галит ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$), кварц ($Zn_4(OH)_2[Si_2O_7]\cdot nH_2O$)

Методом СЭМ выявлены собственные минеральные фазы гораздо большего количества химических элементов: к вышеупомянутым добавляются Ag, Au, Cu,

Ni, Pb, REE, Ta. Данные химические элементы находятся в форме карбонатов, фосфатов, алюмосиликатов, сульфидов, а также в самородной форме.

Элементный состав накипи по данным ИНАА неоднороден и отражает, прежде всего, геохимические особенности воды, из которой они формируются. Макроэлементами в антропогенных карбонатах являются две группы, состоящие из 1) Са, Na, Fe (минимальное содержание превышает первые мг/кг), 2) Zn, Sr, Ba (их максимальное содержание достигает первых процентов). Особенности распределения других изученных химических элементов в накипи определяются комплексом природных и антропогенных факторов.

Влияние природных факторов на формирование элементного состава антропогенных карбонатов определяется, прежде всего, особенностями геологического строения и металлогении территории. Среди значимых природных факторов можно выстроить следующий ряд по влиянию (в порядке возрастания): крупные блоки земной коры (платформы, горно-складчатые области) — геохимически специализированные комплексы горных пород — районы проявления современного рифтогенеза — рудные узлы и месторождения.

Влияние крупных блоков земной коры хорошо идентифицируется при исследованиях на стыке крупных геологических структур, например, Сибирской платформы и Саяно-Байкальской горно-складчатой области, Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области, Восточно-Европейской платформы и Уральских гор. Для проб, отобранных в пределах развития платформенных отложений, характерны содержания ниже, чем в образцах из горно-складчатых областей.

Геохимически специализированные комплексы горных пород также значимо проявляются в элементном составе накипи: нами выделены примеры влияния гранитных комплексов в Забайкалье и на Урале, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов — на Алтае, карбонатных фаций — на Алтае и в Предуралье и других комплексов.

Возможное влияние специфики геохимических процессов, обусловленных влиянием современных рифтогенных структур, рассмотрено нами на примере Бай-кальской рифтовой зоны, где выявлена различная специфика элементного состава антропогенных карбонатов, отобранных в пределах расположения кайнозойских и мезозойских впадин. Для проб накипи из кайнозойских впадин характерна различная геохимическая специализация: в Усть-Баргузинской впадине — на редкие, редкоземельные и радиоактивные элементы, в Тункинской впадине — на Аg, Au. В то время как для образцов антропогенных карбонатов из мезозойских впадин наблюдается обратная картина: спектр обогащения относительно фоновых показателей включает примерно одинаковый ряд химических элементов — преимущественно редкие, редкоземельные и радиоактивные элементы.

Рудные узлы и месторождения наиболее ярко проявлены в элементном составе накипи: U-Aлтае-Саянская, Забайкальская, Северо-Казахстанская, Южно-Казахстанская урановорудные провинции; Ag, Au- разрабатываемые месторождения (например, Майкаин), либо погребенные россыпи и специализированные на данные элементы минерагенические комплексы; Th, REE- циркон-ильменитовые россыпи в краевых прогибах фундамента платформ (юг Томской области, север Павлодарской области), редкометальные рудопроявления и месторождения (Республика Бурятия), Zn, As, Sb- объекты, связанные с различной сульфидной минерализацией.

В антропогенно нагруженных районах на влияние природных факторов накладываются и техногенные. Среди подобных объектов нами были изучены хвостохранилища бывших и действующих горнодобывающих предприятий (Башкирия, Бурятия, Алтайский, Забайкальский края, Кемеровская область), объекты ядернотопливного цикла (химические комбинаты – Сибирский химический комбинат, НПО «Маяк»; места проведения подземных ядерных испытаний – «Рифт-3», «Кварц-4»), нефтегазодобывающие районы (Башкирия, Томская область).

Анализ данных показывает, что элементный состав антропогенных карбонатов отражает, в основном, особенности металлогении территории и геохимический состав исходного сырья. Проведенные исследования указывают, что на формирование элементного состава накипи оказывают влияние общие металлогенические особенности территории расположения промышленного предприятия. В условиях, когда переработка/производство оторвано от исходного источника сырья на существенные расстояния, особенности элементного состава антропогенных карбонатов обусловлены геохимическими особенностями перерабатываемого сырья.

Антропогенные карбонаты в районах воздействия техногенных объектов обогащены попутными химическими элементами, которые не представляли ценности для извлечения, поэтому они удалялись в виде газообразных/жидких/твердых отходов. При этом ценные компоненты, которые извлекаются в технологических цепях, характеризуются пониженными концентрациями, в ряде случаев ниже фоновых значений. Это наблюдается даже в случаях, когда ценный компонент характеризуется повышенными концентрациями в других компонентах природной среды (почвы, мхи, лишайники, растительность, организм человека и т.д.).

Для проб антропогенных карбонатов в районах действующих объектов концентрации большинства химических элементов ниже по сравнению с образцами накипи, отобранных в зоне воздействия уже закрытых объектов. Вероятнее всего, это обусловлено технологическими мероприятиями, применяемыми для минимизации экологического ущерба окружающей среде на действующих предприятиях.

Высокие показатели накопления химических элементов в накипи по данным исследований в ряде регионов (Павлодарская, Томская области, Башкирия) находятся в корреляционной зависимости с показателями заболеваемости, как общей, так и специфичной.

Таким образом, антропогенные карбонаты (накипь) можно рассматривать как индикаторную среду с различных позиций: экологической геохимии, общественного здравоохранения, прогнозно-металлогенических исследований. Полученные данные позволяют о высокой информативности антропогенных карбонатов как индикатора в эколого-геохимических исследованиях на территориях с комплексным влиянием природных и техногенных факторов.

- [1] Большая Советская Энциклопедия (БСЭ), 2013. URL: http://www.bse-scilib.com (дата обращения 15.03.2013).
- [2] Арынова Ш.Ж. Элементный состав солевых образований из природных пресных вод как индикатор экологической безопасности водопользования: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Томск, 2017, 22 с.
- [3] Монголина Т.А. Геохимические особенности солевых отложений (накипи) питьевых вод как индикатор природно-техногенного состояния территории: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Томск, 2011, 21 с.

- [4] Робертус Ю.В., Рихванов Л.П., Соктоев Б.Р. Особенности химического состава солевых отложений подземных питьевых вод Республики Алтай // Известия Томского политехнического университета, 2014, т. 324 (1), с. 190–195.
- [5] Соктоев Б.Р. Геохимия карбонатной составляющей природных пресных вод и ее индикаторное значение в эколого-геохимических и прогнозно-металлогенических исследованиях (на примере Байкальского региона): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Томск, 2015, 22 с.
- [6] Шарипова Б.У., Какабаев А.А., Барановская Н.В., Арынова Ш.Ж., Корогод Н.П. Геохимические особенности солевых образований питьевых вод Южного Казахстана // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2022, т. 333 (7), с. 137–148.
- [7] Farkhutdinov I., Soktoev B., Zlobina A., Farkhutdinov A., Zhang C., Chesalova E., Belan L., Volfson I. Influences of geological factors on the distribution of uranium in drinking water limescale in the junction zone of the East European platform and the southern Urals // Chemosphere, 2021, vol. 282, article number 131106.



ПРОИСХОЖДЕНИЕ СУЩЕСТВЕННО ФЛЮОРИТОВЫХ ПОРОД В РЕЗУЛЬТАТЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ФЛЮОРИДНО-КАРБОНАТНОЙ МАГМ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.С. Степанов¹, Дж. Аминов^{2, 3}, Н.С. Карманов⁴

Wuhan, Collaborative Innovation Center for Exploration of Strategic Mineral Resources, School of Earth Resources, China University of Geosciences, aleksandr@cug.edu.cn
 Khorog, Department of Earth and Environmental Sciences, University of Central Asia,
 Dushanbe, Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology,
 National Academy of Sciences of Tajikistan,
 Novosibirsk, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

Роль фтора в магматических процессах давно привлекает внимание исследователей. Породы с высоким содержанием флюорита бывали описаны во многих работах [1], в том числе в ассоциации с карбонатитами, однако их геологические и петрологические характеристики редко получали детальную характеристику. Район Дункельдык в Памирских горах на юго-востоке Таджикистана содержит дайки уникальных пород, состоящих из кальцита, флюорита, целестин-барита, сульфидов, и апатита и ряда других минералов [2]. Дайки имеют четкие контакты с вмещающими метаосадочными породами и полосчатые текстуры, варьируя от флюорит-содержащих кальцит-карбонатитов до существенно флюоритовых пород (> 50% флюорита: флюорититы). Структуры пород варьируют от мелкозернистых и скелетных до крупнозернистых и порфиритовых. Для флюорита характерна сферическая зональность, которая согласно экспериментальными работам [3], образуется при кристаллизации из расплава в результате минимизации поверхностной энергии. Геологические соотношения и текстуры указывают на магматическое происхождение даек из расплавов, близких к кальцит-флюоритовой эвтектике [4]. Оценки температуры по содержанию РЗЭ в апатите указывают на температуры кристаллизации 800-850 °C, которые близки температуре кальцит-флюоритовой эвтектики. Расплавы подверглись дифференциации во время кристаллизации, которая привела к образованию пород с преобладанием флюорита. Возможно, что при образовании флюорит-апатитовых пород существенную роль играли процессы гравитационного фракционирования в больших объемах магмы, так как оба породообразующих минерала имеют повышенную плотность.

Породы, похожие на Дункельдыкские флюорититы известны в Италии, Канаде, Китае, Монголии и России [5], и часто ассоциируются с редкометалльным и полиметаллическим оруднением. Дальнейшие исследования покажут применимость магматической модели для объяснения генезиса таких пород.

- [1] Peretyazhko I.S., Savina E.A. Fluoride-calcium (F-Ca) melt in rhyolitic magma: Evidence from fluorite-rich rhyolites of the Nyalga Basin, Central Mongolia // Lithos, 2020, v. 354, 105348.
- [2] Faiziev A.R., Iskandarov F.Sh., Gafurov F.G. Mineralogy, thermobarogeochemcial conditions and genesis of REE-fluorite deposit Dunkeldyk (Eastern Pamir). (Khumo, Dushanbe (in Russian), 2000).
- [3] Chebotarev D.A., Veksler I.V., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Doroshkevich A.G., Koch-Müller M. Experimental study of trace element distribution between calcite, fluorite and carbonatitic melt in the system CaCO3+CaF2+Na2CO3±Ca3(PO4)2 at 100 MPa // Contrib Mineral Petrol, 2018, 174, 1–13.
- [4] Stepanov A.S. et al. Fluoritites Produced by Crystallization of Carbonate–Fluoride Magma // Journal of Petrology, 2024, v. 65, № 4, egae033.
- [5] Redina A.A. et al. Conditions for the crystallization of fluorite in the Mushgai-Khudag complex (Southern Mongolia): Evidence from trace element geochemistry and fluid inclusions // Geochemistry, 2020, v. 80, 125666.



РОЛЬ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОНЦЕНТРИРОВАНИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ РАЗРУШЕНИИ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД В РАЙОНАХ ИХ ВЫХОДА НА БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

В.Д. Страховенко^{1, 2}, В.И. Малов^{1, 2}, Д.А. Субетт ², Н.А. Белкина^{2, 3}, М.С. Потахин^{2, 3}

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, strahova@igm.nsc.ru

² Санкт-Петербург, Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена

³ Петрозаводск, Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН

Согласно современным литературным данным, шунгитовые породы образуют группу углеродсодержащих вулканогенно-осадочных докембрийских пород Карелии, широко представленных в Онежской структуре, с содержанием углеродного вещества от 1 до 99 % [1 и др.]. Породообразующие минералы шунгитов: кварц, серицит, хлорит (Mg), пирит, иногда альбит, карбонаты; акцессорные минералы: пирит, ильменит, магнетит, рутил, апатит, монацит, циркон. Неграфитизируемое неупорядоченное углеродистое вещество шунгитовых пород является устойчивым к выветриванию и лишь под действием различных биогенных и абиогенных факторов происходит его преобразование. Согласно материалам статьи В.В. Тарасова с соавторами на рентгеновских дифрактограммах неизмененного шунгита из разных месторождений выявлено рентгеноаморфное гало в интервалах углов 20 от 20 до 40°, что характеризует наличие фазы, состоящей почти на 100% из аморфного углерода, а на её фоне присутствуют системы узких рефлексов кристаллических фаз α-кварца, пирита, алюмосиликатов Na и K [2]. В экспериментальных работах Г.С. Бородулиной выявлено, что при взаимодействии шунгита с водой происходит повышение в воде содержания Fe до 1.1 мкг/л (при первоначальном содержании его в воде 0.2 мкг/л), Mn до 16 мкг/л (<10 мкг/л), Cu до 1.5 мкг/л (1.0 мкг/л), Zn до 242 мкг/л (отсутствии в воде) [3].

Отбор проб для изучения современных процессов разрушения водой шунгитовых пород произведен в районах их выхода на береговой линии Онежского озера: остров Березовец (который целиком сложен шунгитовыми породами; береговая линия представлена валунами, галькой и песком шунгитов (максовиты)), на мысах Карнаволок и Кузаранда-Наволок расположены пляжи, сложенные галькой максовитов с шунгитовым песком. В процессе преобразования шунгитоносных пород в трещинах, в пустотах, в кавернах на поверхности валунов, галек в прибойной зоне всегда образуются ярозит и гетит (по пириту), хлорит, иллит (Al-Mg-состава). На о. Березовец выявлены микроконкреции, состоящие из минеральных фаз марганца. Согласно данным рентгенофазового анализа и СЭМ, при изучении образцов шунгитовых пород с береговой линии Онежского озера на рентгеновских дифракто-

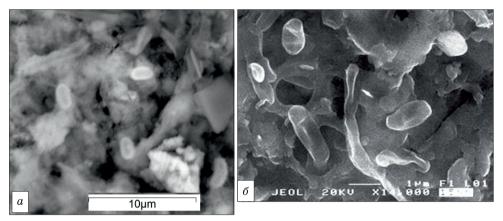


Рис. 1. Фото СЭМ бактериальных пленок на поверхности шунгитовой гальке с береговой линии мыса Карновалок (a) и (δ) на поверхности океанической ЖМК из статьи [4].

граммах выявлено рентгеноаморфное гало в интервалах углов 20 от 20 до 30°, что характеризует наличие фазы, состоящей почти на 100% из аморфного углерода, а на её фоне присутствуют системы узких рефлексов кристаллических фаз α-кварца, ярозита, полевых шпатов и слоистых силикатов (серицита, хлорита, иллита). В ходе изучения современных процессов разрушения водой валунов, гальке шунгитовых пород на поверхности гальке шунгитов выявлены бактериальные пленки, аналогичные тем, что обнаружены на ЖМК из океанов [4] (рис. 1). Установлено, что окатывание валунно-галечникового материала, т.е. сглаживание их поверхности по сравнению с исходными шунгитами, сопровождается выщелачивание и механическим разрушением микрочастиц углерода, с сохранением геометрии каркаса, состоящего из мелкодисперстных кристаллических пластинок кварца, размерами 1–10 мкм, мельчайших кристалликов ярозита (рис. 2).

Окисление пирита при активном участии микроорганизмов приводит к образованию растворимых форм железа, образованию сульфата и в последствии отложению ярозита. Проникновение воды в неоднородной по структуре шунгитовой

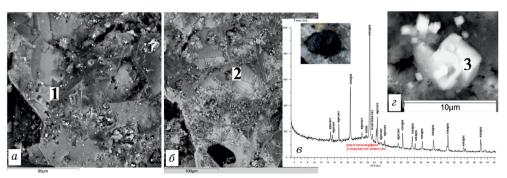


Рис. 2. Фото СЭМ черной сажистой массы из каверны гальки (10 см) шунгита с зоны прибоя береговой линии Кузарандское Онего (a, δ, ε) :

 (a, δ) 1, 2 – образцы сохранения геометрии каркаса, состоящего из тончайших пластинок, сложенных мелкодисперсным кварцем, ярозитом, и остатками рентгеноаморфного углеродистого вещества; (a) – дифрактограмма образца сажистого вещества; (a) 3 – кристаллики ярозита.

породе по преимущественным путям (крупным трещинам, макропорам, карманам) постепенно сменяется изменением окислительно-восстановительного потенциала. когда вода проникает в более тонкие поры, пустоты, что обеспечивает вовлечение новых дополнительных порций растворимых соединений железа и образованию гематита. При поступлении все новых порций воды и господстве аэробных условий, железо накапливается непосредственно внутри образцов и на поверхности шунгитовых пород (гематит, ярозит, гетит) (рис. 2 а), а марганец – выносится водами на некоторое расстояния. То есть, в условиях более восстановительной обстановке осаждение железа начинает происходит уже внутри образцов, а марганец, находясь в растворенном виде, постепенно выносится. Чем продолжительней сохраняется застойный период в зоне контакта образца шунгита с водой (мелководные заливы мыса Карноволок и Кузаранда-Наволок), тем большие количества марганца аккумулируется в водной толще и переносится на большое расстояние и в этих условиях на пляжах новообразованых конкреций марганца не формируется. В условиях большой проточности вод, т.е. обогащения придонных вод кислородом (о. Березовец) происходит окисление марганца, сконцентрированного в водах, уже в зоне прибоя и перевод его в твердое состояние (образование конкреций). Мп-конкреции имеют зонально-концентрическое строение, обусловленное кристалличностью выделений. Основным минералом конкреций является псиломелан. Важно отметить, что зерна углерода на стадии размерности меньше 5 мм полностью разрушаются и не встречаются в песчаной фракции. В формировании железомарганцевых конкреций важную роль играет деятельность микроорганизмов, на это указывает ряд факторов: (1) шунгитоносные породы при разрушении водой, являются источником высоких концентраций углерода, что по всей видимости играет благоприятную роль для жизнедеятельности микроорганизмов. В кавернах крупных галек шунгитоносных пород там, где формируются оксиды Мп, минералы Fe (ярозит, гетит, фосфат железа) присутствуют скелеты диатомовых водорослей (рис. 3 а, б); (2) находки биоморфных структур в Мп-конкрециях (рис. 3 в). Известно, что марганец входит в состав ферментов, обеспечивающих окислительно-восстановительные процессы

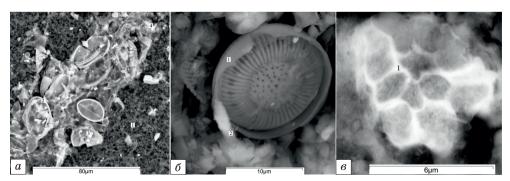


Рис. 3. Фото СЭМ галек (до 10 см) шунгита с зоны прибоя береговой линии Кузарандское Онего (а), о. Березовец (б) и марганцевой конкреции о. Березовец (в):

a) трещина в гальке выщелоченного шунгита (1), заполненная створками диатомей (2) с сажистым агрегатом (графит+кварц+ярозит(3)+гетита(4)); δ) в каверне гальке шунгита створки диатомей (1) в ассоциации с друзовами выделениями пластинок псиломилана; ϵ) биоморфная структур в Мп-конкреции сложенная псиломеланом (1).

биоты; (3) состав Fe-Mn конкреций, а именно абсолютное доминирование марганца над железом. В публикациях ряда авторов описано, что за счет наибольшей геохимической подвижности, которой обладает марганец, относительно других элементов, более активно происходит деятельность микроорганизмов с его участием [5].

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400193-7, при финансовой поддержке Минобрнауки РФ.

- [1] Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2002, 280 с.
- [2] Тарасов В.В., Постников В.А., Дорофеев Г.А., Коныгин Г.Н., Баянкин В.Я., Гильмутдинов Ф.З. Исследование состава минеральных силикатов типа шунгитов и серпентинов // Химическая физика и мезоскопия, 2008, т. 10 (1), с. 32–36.
- [3] Бородулина Г.С., Рыжаков А.В. О возможности использования шунгита для очистки водопроводной воды // Научные основы химии и технологии переработки комплексного сырья и синтеза на его основе функциональных материалов: Всероссийская научная конференция с международным участием. Материалы научнотехнической конференции, Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2008, т. 2, 288 с.
- [4] Лысюк Г.Н. Биоминеральные наноструктуры оксидов марганца океанических железомарганцевых конкреций // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, 2008, 11, с. 13–15.
- [5] Lozano R.P., Rossi C. Exceptional preservation of Mn-oxidizing microbes in cave stromatolites (El Soplao, Spain) // Sedimentary Geology, 2012, 255–256, p. 42–55.



ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ НЕИЗВЕСТНОГО ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ДЖУМГАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

А.А. Стрельников

Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, aas@jfz.ru

В новейшем поле напряжений происходят частичная активизация древних швов и движения по ним. Крупные впадины (Нарынская, Курайская, Чуйская) связаны с зонамиКурайско-Чуйского, Саяно-Тувинского, Чингиз-Нарынского разломов. Борта впадинподняты относительно днищ впадин на 1000 м и более. Впадины втянуты в воздыманиеприлегающих территорий, их краевые части частично деформированы, а сопряженные поднятия надвинуты на отложения впадин [1].

Характерное проявление тектонических движений четвертичного периода можно обнаружить в центральной части Джумгальской впадины к северу от административногоцентра Жумгальского района, Нарынской области, города Чаек. Впадина представляет собой асимметричную синклиналь длиной приблизительно 70 км и шириной до 35 км с довольно пологим южным краем и сложной разломанной и складчатой северной границей.

При помощи палеосейсмологических методов [2], в частности траншейных работ, морфометрического анализа рельефа и данных дистанционного зондирования удалось обнаружить и выполнить параметризацию нескольких объектов [3], маркирующих сильные землетрясения в территориально густонаселенной Джумгальской впадине. Выявлены вертикальные подвижки по разлому, проходящему вдоль р. Джумгал. Полученные данные свидетельствуют о необходимости детального изучение региона и уточнения сейсмической опасности густонаселенных районов, часто расположенных вдоль сейсмогенерирующих структур.

Эти данные могут послужить дополнением к созданию Новой карты сейсмическогорайонирования Кыргызской Республики, а также послужат пониманию стиля деформации и местоположения очагов сильных землетрясений в постплатформенных орогенах, таких как Тянь-Шань, Алтай, Саяны.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

- [1] Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И. Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника, 2021, N 3, c. 31–59.
- [2] Мак-Калпин Дж. Палеосейсмология. В 2-х томах. Пер. с англ. под ред. А. Л. Строма. М.: Научный мир, 2011, Т. 1, 560 с. Т. 2, 400 С.
- [3] Кокандские и киргизские укрепления [электронный ресурс] [https://open.kg/about-kyrgyzstan/history/1881-kokandskie-i-kirgizskie-ukrepleniya.html] (дата обращения 31.11.2023)



РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СНЕГОВОЙ ПЫЛИ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

А.В. Таловская, Е.Г. Язиков, В.В. Литау, В.Д. Новикова, Д.А. Володина, Т.Е. Адильбаева

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, talovskaj@yandex.ru

Редкие элементы и их соединения содержатся в сырьевых компонентах производства, а также находят применение в различных отраслях промышленности. Это может приводить к поступлению данных микроэлементов с выбросами предприятий в атмосферный воздух, следовательно, к формированию геохимических полей, требующих изучения. На юге Западной Сибири функционируют предприятия различной промышленной специализации, которые формируют аэротехногенную нагрузку на городские территории. В зимний сезон при этом дополнительным фактором воздействия на атмосферный воздух являются выбросы теплоэлектростанций. В топливном балансе в основном применяются угли, преимущественно с Кузнецкого бассейна, которые обогащены редкими элементами [1]. Снеговой покров является идеальной депонирующей средой, в которой накапливаются продукты техногенеза, что делает его удобным объектом для исследования химического состава твердых частиц и выявления их источники [2].

Данная работа заключается в оценке уровней накопления редких элементов, включая редкоземельные и радиоактивные, в снеговой пыли, и определении факторов их формирования на урбанизированных территориях юга Западной Сибири.

В качестве объектов исследования выбраны города Томской (гг. Томск, Северск), Кемеровской (гг. Кемерово, Киселевск, Топки, Мыски, Юрга), Омской (г. Омск), Новосибирской (г. Искитим) областей, отличающихся условиями техногенеза и предприятиями теплоэнергетики. Для сравнительного анализа также исследования выполнялись в г. Караганда (Центральный Казахстан). Отбор проб осуществлялся на территории городов с использованием площадной, а в районах расположения предприятий – векторной системы. Отбор проб снегового покрова проводили методом шурфа согласно методическим рекомендациям [2]. Пробоподготовка включала таяние снега при комнатной температуре, фильтрацию снеготалой воды для получения нерастворимого осадка (снеговая пыль). Осадок затем просушивали, просеивали (сито 1 мм) и взвешивали. Содержание химических элементов в пробах определяли инструментальным нейтронно-активационным анализом в аттестованной ядерно-геохимической лаборатории на исследовательском ядерном реакторе ТПУ (аналитики: Судыко А.Ф., Богутская Л.В.) и методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в аккредитованной лаборатории ХАЦ «Плазма» в г. Томске (директор Н.В. Федюнина). Концентрации ртути в пробах определены атомно-абсорбционной спектрометрией в лаборатории МИНОЦ «Урановая геология» ТПУ при содействии Н.А. Осиповой, к.х.н., доцента ТПУ, и к.г.-м.н. Е.А. Филимоненко. Все отобрано, подготовлено и изучено более 450 проб.

Выявление техногенной геохимической специализации снеговой пыли выполняли по эколого-геохимическим (коэффициент концентрации (Кс) относительно фона, суммарный показатель загрязнения (Zc) [2]) и статистическим показателям. Приняты фоновые оценки содержания химических элементов в нерастворимо осадке снега по данным, представленным в диссертациях авторов статьи (Е.Г. Язиков, 2006; А.В. Таловская, 2022) и Е.А. Филимоненко [3]. В рамках работы проводилось сравнение уровней содержания элементов в пробах с таковыми в углях, данные по которым предоставлены д.г.-м.н., профессором ТПУ С.И. Арбузовым.

В результате исследований установлено, что техногенная геохимическая специализация нерастворимого осадка снегового покрова на территории г. Омска связана с высоким концентрированием La (Кс = 49.5), U, Tb, Yb (Кс = 15–25), Sm, Ba, Ce (Kc = 5-15). Меньшие значения Kc характерны для Al, Ti, V, Cr, Y, Zr, Ba, Pr, Pb(2–5); Li, Be, Co, Ni, Cd, Zn, As, Sr, Sb, Mo, W, Hg, Br, Th, макроэлементов (Na, Ca, Fe, Si, P, Mg, Mn) и широкого спектра редких элементов (1.5–3). Уровень накопления элементов в пробах формирует высокий уровень загрязнения территории (Zc от 128 до 256 ед.). В нерастворимом осадке выявлены геохимические ассоциации с сильными взаимосвязями по коэффициентам корреляции: La-Ce-Cr, полиметаллы, РЗЭ-U-Th-Hf-Zr, которые характеризуют воздействие функционирующих предприятий и объектов угольной теплоэнергетики. Геохимическая ассоциация La-Ce-Cr в пробах обусловлена деятельностью нефтеперерабатывающего завода, где производят и используют цеолит-катализаторы. В период четырехлетних наблюдений в зоне воздействия НПЗ для нерастворимого осадка характерны высокие уровни накопления ассоциации La-Ce-Cr (Кс от 4 до 140) и величины отношений легких к тяжёлым лантаноидам ((La + Ce)/(Yb + Lu) = 106 ед.), вносящие основной вклад в формирование высокого уровня загрязнения. Факторный статистический анализ выделил «фактор каталитического крекинга» (12% дисперсии), объединяющий La, Се и Сг [4].

В г. Томске нерастворимый осадок снегового покрова обогащен U, La, Ce, Tb, Sm, Yb, Na, Ba, Mo, W (Кс от 5 до 15), которые вносят свой вклад в формирование среднего уровня загрязнения (Zc от 64 до 128 ед.). Менее интенсивно концентрируются в пробах макроэлементы (Ca, Fe, Mg, Al, Si, K, Ti), тяжелые металлы и металлоиды (Hg, Zn, As, Bi, Cd, Sb, Co, Sr, V, Ni), P3Э, Th (Кс от 1.5 до 5). В период многолетних наблюдений в Томске произошли изменения в структуре геохимических ореолов Hg, Br, P3Э, U, Th, As и Sr, обусловленные изменениями в промышленном и теплоэнергетическом секторе. В поздние года мониторинга наблюдались наиболее контрастные геохимические ореолы P3Э, U, Th, As и Sr в районе размещения ГРЭС-2, чем в ранние года исследований. Выявленные изменения обусловлены увеличением использования угля на 30 % в сравнении с долей природного газа в поздние года наблюдений. Но данным девятилетнего мониторинга также установлено формирование устойчивых техногенных геохимических ореолов Th и лантаноидов в районе города, подвергаемого воздействию кирпичных заводов.

В г. Кемерово, где функционируют химические предприятия и теплоэнергетический комплекс, техногенная геохимическая специализация нерастворимого осадка снегового покрова определяется уровнем концентраций U (Кс = 25,6), Ва, Sm, Тb, Yb, La, Th, Na, Ta, Ce, Sr (Кс от 5 до 15). Макроэлементы (K, Si, Al, Fe, Ti, Mn, Mg, Ca), тяжелые металлы (Sb, Co, Ni, Hg, Zn), редкоземельных элементы в пробах составляют группы элементов с Кс от 2 до 4. Уровень накопления элементов в про-

бах формирует средний уровень загрязнения территории (Zc от 64 до 128 ед.). В зоне совместного влияния угольной ГРЭС и коксохимического завода в течение трехлетнего периода наблюдений обнаружено, что концентрации микроэлементов (As, Sb, Cr, Ba, Sm, U, La, Lu, Hf, Nd, Tb, Eu) статистически значимо не изменялись и оставались на уровне с превышением фона от 2 до 25 раз, а также сохранялась устойчивая геохимическая ассоциация La-Hf-Yb-Sc-Lu-Ce в нерастворимом осадке снегового покрова. Установлена достоверная корреляционная зависимость накопления Hf, Ta, U, Tb, Fe, Eu, Yb, Sr в системе «нерастворимый осадок снега – уголь», As, Rb, Cs, Sc, Th, Ta, U, Ba, Sr, Cr, Sb, Co, Zn и лантаноидов в системе «нерастворимый осадок снега – зола уноса». Кроме того, на уровни накопления данных микроэлементов оказывали влияние такие метеопараметры как температура и влажность, что доказано достоверными значениями коэффициентов корреляции.

Зона угледобывающего техногенеза, например, в г. Киселевске, отличается средним уровнем загрязнения за счет высоких концентраций в нерастворимом осадке снегового покрова ассоциации лантаноидов (Кс от 5 до 11), U (Кс=17) и Hg (Кс = 6). Зоны воздействия теплоэлектростанций в городах (Томск, Северск, Кемерово, Мыски, Омск, Юрга) отличаются по геохимическому спектру макро- и микроэлементов в нерастворимом осадке снегового покрова. Вместе с тем, просматриваются общие черты геохимической специализации нерастворимого осадка, особенно отчётливые для группы редких металлов. Для нерастворимого осадка снегового покрова характерны геохимические ассоциации редкоземельных (Sc, Y, лантаноиды) и радиоактивных (U, Th) элементов, Nb, Hf, Ta, Ge, Ga и Zr. Уровни концентрации элементов этой группы превышают фон в 2-45 раз. Кроме того, ртутная геохимическая специализация нерастворимого осадка проявляется в зоне воздействия теплоэлектростанций, расположенных в Мысках, Северске и Караганде. Например, в зоне влияния ТЭЦ г. Караганды в период шестилетнего мониторинга выявлено уменьшение концентрации Hg, Rb, Zn, Co, Cr, Cs и лантаноидов в нерастворимом осадке снегового покрова, которое статистически достоверно связанно со снижением объемов выбросов твёрдых веществ и повышением температуры в зимние периоды наблюдений. Установленная геохимическая специализация нерастворимого осадка снегового покрова в районах добычи и сжигания угля обусловлена использованием углей Сибири, обогащённых редкими элементами, что отражено в многочленных публикациях С.И. Арбузова с коллегами (2000; 2007; 2012; 2015; 2020).

В районах размещения *цементных заводов г. Топки и г. Искитим* установлено, что общими геохимическими индикаторами состава нерастворимого осадка снегового покрова являются Са и лантаноиды (La, Ce, Sm, Tb, Yb), уровни содержания которых превышают фон в 20–30 и 2–7 раз, соответственно. Определено формирование достоверно значимых геохимических связей между содержанием Са в нерастворимом осадке снегового покрова и известняке, и Са-содержащих добавках (шлак, флюоритовая руда, гипс). В системе «нерастворимый осадок снега – техногенные добавки» выявлены значимые корреляционные связи между лантаноидами, основной вклад в поступление которых вносят шлак и углеотходы, используемые в качестве добавок при производстве цемента.

Таким образом, на территории городов юга западной Сибири выполнены оценки уровней накопления редких элементов, определены геохимические ассоциации микроэлементов в нерастворимом осадке снегового покрова, отражающие состав используемого топлива на объектах теплоэнергетики и сырья на предприятиях.

Исследования выполнены в НИ ТПУ в рамках программы повышения конкурентоспособности ТПУ среди ведущих мировых исследовательских центров.

- [1] Арбузов С.И. Металлоносность углей Сибири // Известия Томского политехнического университета, 2007, т. 311, № 1, с. 77–83.
- [2] Геохимия окружающей среды / Ю. Е. Сает, Б. А. Ревич, Е. П. Янин и др., М.: Издво «Недра», 1990, 335 с.
- [3] Филимоненко Е.А. Эколого-геохимическая обстановка в районах расположения объектов теплоэнергетики по данным изучения нерастворимой и растворимой фаз снега (на примере Томской области): дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.36 / Филимоненко Екатерина Анатольевна. Томск, 2015, 152 с.
- [4] Шахова Т.С., Таловская А.В., Язиков Е.Г. Эколого-геохимические особенности снежного покрова (твердой фазы) в районах размещения нефтеперерабатывающих заводов (гг. Омск, Ачинск, Павлодар) // Вопросы естествознания Научный журнал, № 4 (18), 2018, с. 109–114.



ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРОДА С РАЗМЕЩЕНИЕМ УГЛЕДОБЫВАЮЩИХ ОБЪЕКТОВ ПО АНАЛИЗУ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В УЛИЧНОЙ ПЫЛИ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.В. Таловская, Н.А. Осипова, Е.Г. Язиков

Томск, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, talovskaj@yandex.ru

Предприятия угледобывающей отрасли являются одними из приоритетных источников загрязнения окружающей среды. Сегодня Кемеровская область (Кузбасс) по праву является лидером среди российских регионов по объемам добычи угля. Геохимическая специализация углей Кузнецкого бассейна обусловлена концентрированием в них широкого спектра редких металлов [1]. Следовательно, угольная пыль, образующаяся на источниках угледобычи, может быть обогащена редкими металлами, переноситься воздушными массами и осаждаться на городских территориях. В этой связи, данная работа направлена на эколого-геохимическую оценку территории города, подвергаемой влиянию угледобывающего техногенеза, на основе анализа редких элементов в уличной пыли. В качестве модельного объекта выбран г. Междуреченск (юг Кузбасса), вблизи которого действую угольные разрезы и шахты. Уличная пыль используется некоторыми отечественными и многими зарубежными исследователями при экологической оценке территорий, поскольку представляет собой смесь твердых частиц, оседающих на дневную поверхность, и действует как «резервуар» для кратковременного накопления загрязняющих веществ.

На территории г. Междуреченска осуществлялся отбор 29 проб уличной пыли по площадной сети с шагом 250–500 м. Размещение пунктов отбора проб проводилось с учетом результатов эколого-геохимических исследований почвенного и снегового покрова, выполненных ранее в городе. В лаборатории пробы пыли подвергались просушиванию при комнатной температуре, затем просеиванию с использованием сита для получения пылевой фракции менее 1 мм. Методом массспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в пробах определено содержание 57 химических элементов, включая редкие элементы, на приборе ИСП-масс-спектрометр ELAN в ХАЦ «Плазма» (г. Томск).

Статистический анализ данных о содержании химических элементов в пробах выполнялся в ПО «Statistica». В соответствии с работами [2–3] геохимическая специализация уличной пыли оценивается с помощью коэффициента обогащения (K_e) относительно кларка земной коры (по Н.А. Григорьеву [4]), а также почвогрунтов изучаемой территории, поскольку уличная пыль может состоять не только из частиц пород, но и почв. Коэффициент рассчитывали по формуле 1:

$$K_{e} = (C/C_{\text{норм}})_{\text{проба}}/(C/C_{\text{норм}})_{\text{земн.кора (или почвогрунт)}}$$

где C и $C_{\text{норм}}$ — содержание интересующего и реперного элемента (в данном случае Si) в пробе, земной коре или почвогрунте.

Значения K_e более 1 указывают на антропогенные источники, а K_e менее 1 — на литогенную природу элементов. При изучении загрязнения уличной пылью многими авторами используется градация по K_e , предложенная R. Sutherland (2000) [3]: < 2 — низкое обогащение металлами, что указывает на отсутствие или минимальное загрязнение; 2-5 — умеренное обогащение и предположительно умеренное загрязнение; 5-20 — значительное обогащение и загрязнение; 20-40 — очень высокое обогащение и очень сильное загрязнение; > 40 — чрезвычайно высокое обогащение и загрязнение.

Оценка уровня загрязнения определяется также по величине суммарного коэффициента обогащения (Z_e), который рассчитывается по формуле 2 [2]:

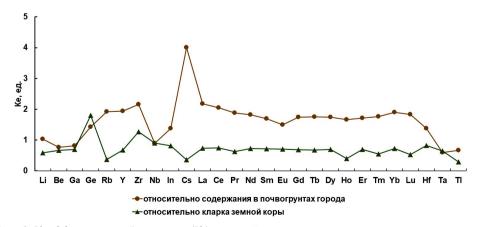
$$Z_e = \sum K_e - (n-1),$$

где n — число элементов с $K_e \ge 1,5$.

В качестве градаций экологической опасности для величины Z_e приняты уровни [2]: < 32 – неопасный, 32–64 – умеренно опасный, 64–128 – опасный, 128–256 – очень опасный, > 256 – чрезвычайно опасный.

Результаты исследования показали, что содержание 26 изучаемых редких элементов в пробах уличной пыли Междуреченска характеризуется нормальным распределением, за исключением Li и Ge, для которых определен логнормальный закон распределения. Высокие значения коэффициентов вариации, превышающие 30 %, установлены для Be, Ge и In, что свидетельствует о неоднородности распределения содержания элементов в пробах на территории города. Коэффициент вариации менее 30 % определен для большинства изучаемых химических элементов, что указывает на их однородное распределение.

По результатам кластерного анализа с помощью метода Варда и по расстоянию 1-Pearson r, равного 0.63, выделено восемь геохимических ассоциаций, из них четыре параэлементных (Hf-Zr; Eu-Rb; Ga-Be; Tl-Li) и четыре полиэлементных (Tm-Er-In; Lu-Ho-Yb-Dy; Gd-Sm-Tb-Y; Pr-Ce-Nd-La-Cs-Ta-Nb). По классификации значений коэффициентов корреляции Пирсона r [5], в выявленных ассоциациях элементов определена высокая (r = 0.60-0.79) и средняя (r = 0.40-0.59) положи-



 $Puc.\ 1.\$ Коэффициенты обогащения ($\mathrm{K_e}$) уличной пыли редкими металлами на территории Междуреченска.

тельная корреляционная связь, что может свидетельствовать о схожих источниках загрязнения или о зависимости содержания этих металлов в уличной пыли.

Пробы мало обогащены редкими элементами (за исключением Ge) относительно кларка земной коры ($K_{\rm e} < 1$), что может свидетельствовать о поступлении металлов за счет литогенных источников (рис. 1). Возможен дальний перенос металлов в составе частиц горных пород и угля, образующихся при буровзрывных работах на угледобывающих месторождениях, недалеко расположенных от города.

В уличной пыли относительно почвогрунтов города выделяется группа элементов с умеренным обогащением, формирующая умеренное загрязнение ($2 \le K_e < 5$) — Cs > La = Zr > Ce, с минимальным обогащением и загрязнением ($1.5 < K_e < 2$) — $Rb = Y = Pr = Yb > Nd = Lu = Tm > Sm = Gd = Tb = Dy = Ho = Er > Eu, а также с концентрациями близкими к почвогрунтам (<math>K_e \le 1.5$) — Li, Be, Ga, Ge, Nb, In, Hf, Ta, Tl. Суммарное обогащение уличной пыли изучаемым спектром элементов относительно почвогрунтов соответствует неопасному уровню загрязнения территории города ($Z_e = 18$ ед.).

Формирование геохимических связей между уличной пылью и почвами на территории Междуреченска подтверждает корреляционный анализ содержания редких элементов в системе «уличная пыль — почвогрунты». В этой системе определены значимые положительные значения коэффициентов корреляции Пирсона г для Ge (0,58) и отрицательные — для Pr (-0.38), Tb (-0.39), Er (-0.59), Tm (-0.59), Lu (-0.77), которые подтверждают результаты обогащение уличной пыли данным спектром элементов относительно их содержания в почвогрунтах, установленного по значениям $K_{\rm e}$ от 1.5 до 2 ед. Для других редких металлов значения 1 не значимы при 1 р 1 соло, что по литературным данным 1 может быть из-за большего участия более крупных частиц в миграции металлов, неоднородности источников загрязнения (уличная пыль накапливает поллютанты в теплый сезон, почвы — за многолетний период), наличия емких геохимических барьеров в почвах и их слабой выраженности в уличной пыли.

Нами ранее выявлены геохимические ореолы некоторых редких элементов (Y, La, Ce Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) на территории города, приуроченные к расположению угольных котельных [7]. Дополнительно наблюдалась открытая структура ореолов элементов, вытянутых в сторону расположения угольных разрезов в соответствии с главенствующим направлением ветра, что может указывать на дальний перенос угольной пыли от угледобывающих предприятий на территорию города. Как отмечалось выше, угли Кузнецкого бассейна характеризуются редкометалльной геохимической специализацией [1]. В уличной пыли Междуреченска нами ранее определено содержание угольных частиц на уровне 20%, а вклад в пылевое загрязнение города объектами угледобычи составлял 30—80% [7].

Таким образом, в уличной пыли на территории города, подвергаемого воздействию угледобывающих предприятий и местных угольных котельных, выявлены: 1) восемь геохимических ассоциаций редких элементов; 2) умеренный уровень обогащения и загрязнения группой металлов, представленной Cs, La, Zr, Ce, и низкий уровень – Rb, Y, Pr, Yb, Nd, Lu, Tm, Sm, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Eu; 3) корреляционные взаимосвязи между содержанием некоторых редких металлов в почвогрунтах и уличной пыли; 4) неопасный уровень загрязнения редкими элементами; 5) природный и техногенный генезис изучаемых химических элементов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00675 А. Исследования выполнены в НИ ТПУ в рамках программы повышения конкуренто-способности ТПУ среди ведущих мировых исследовательских центров.

- [1] Арбузов С.И. Металлоносность углей Сибири // Известия Томского политехнического университета, 2007, т. 311, № 1, с. 77–83.
- [2] Власов Д.В., Касимов Н.С., Кошелева Н.Е. Геохимия дорожной пыли (Восточный округ г. Москвы) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, геогр., 2015, № 1, с. 23–33.
- [3] Sutherland R. Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii // Environmental Geology, 2000, v. 39, p. 611–627.
- [4] Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург, УрО РАН, 2009, 382 с.
- [5] Evans J.D. Straightforward statistics for the behavioral sciences. Pacific Grove (CA), Brooks/Cole Publishing, 1996, 600 p.
- [6] Власов Д.В., Кукушкина О.В., Кошелева Н.Е., Касимов Н.С. Уровни и факторы накопления металлов и металлоидов в придорожных почвах, дорожной пыли и их фракции РМ10 в Западном округе Москвы // Почвоведение, 2022, № 5, с. 538–555.
- [7] Таловская А.В., Осипова Н.А., Язиков Е.Г., Осипов К.Ю., Сапрунова И.А., Чурина С.С. Распределение редких и редкоземельных элементов в уличной пыли на территории города с размещением угледобывающей промышленности (на примере г. Междуреченска, Кемеровская обл.) // Успехи современного естествознания, 2021, № 11, с. 132–137.



ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ НА ПРИМЕРЕ КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР И АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА

А.В. Травин, М.М. Буслов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, travin@igm.nsc.ru

При реконструкции эволюции орогенов, наряду с прямыми исследованиями осадочных комплексов, активных разломов и форм рельефа, представляется перспективным изучение термической истории формировавшихся в их корневых частях магматических, метаморфических пород с использованием набора методов, характеризующихся различными температурами закрытия, от U/Pb датирования по циркону (температура закрытия $T_c \sim 900~{\rm ^C}$), $^{40}{\rm Ar}/^{39}{\rm Ar}$ датирования по полевым шпатам, слюдам, амфиболам (T_c от 200 до 550 °C), до трекового датирования по апатиту ($T_c \sim 100~{\rm ^C}$). Это позволяет проследить этапы, соответствующие как глубинному формированию пород, так и стадиям их вывода к земной поверхности.

Такой подход на примере гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (АВБ) использован нами для изучения эволюции Байкало-Витимской складчатой системы [1].

В мезозое, по данным [2–6 и др.] Северо-Азиатский континент, включая и рассматриваемый Забайкальский сегмент, претерпел интенсивную тектоническую реактивацию, связанную с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией с Северо-Китайским континентом. В результате был сформирован мезозойский Монголо-Охотский складчатый пояс. Мезозойские события четко фиксируются изотопными системами минералов, соответствующих первично магматическим парагенезисам баргузинского, чивыркуйского комплексов АВБ на трех ключевых участках (рис. 1).

Прямыми индикаторами процессов постколлизионного растяжения, при которых происходит быстрое тектоническое экспонирование метаморфических и магматических образований со средних и нижних уровней коры являются комплексы метаморфических ядер (КМЯ), которые в Забайкалье локализованы к юго-востоку крупнейшего в фанерозое Ангаро-Витимского гранитоидного батолита [7–10]. Кинематический анализ показывает, что их становление происходило по механизму простого сдвига по зонам глубоко проникающих региональных срывов, погружавшихся в юго-восточном направлении. В этом же направлении осуществлялся тектонический транспорт вещества. Такие движения способствовали возникновению листрических сбросов и формированию рифтовых впадин, расположенных по обрамлению КМЯ. На основании структурно-геологических, петрологических и изотопных данных значительная часть КМЯ Забайкалья имеет позднемезозойский возраст [7–10 и др.]. Предполагается, что их формирование происходило в режиме растяжения и связано с коллапсом позднемезозойского Монголо-Охотского орогена [2–6 и другие].

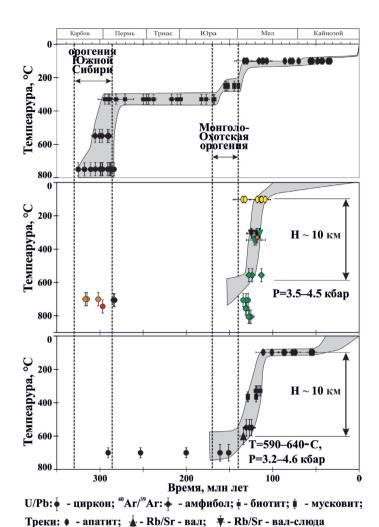


Рис. 1. Термохронологическая диаграмма эволюции пород Ангаро-Витимского батолита (сверху) [1], Селенгинского (посередине) и Заганского метаморфического ядра (снизу) [11]. Для Селенгинского КМЯ приведены датировки магматических (зеленый цвет) и вмещающих массив (черный) пород Ошурковского базитового массива [12], синколлизионного метаморфического комплекса горы Мандрик (красный) [13], датировки, полученные бельгийскими коллегами трековым методом по апатиту [14] и новые датировки, полученые нами U/Pb методом по циркону и 40 Ar (39 Ar методом по

биотиту (оранжевый).

Полученные нами данные свидетельствуют о быстром росте в позднем мезозое купольной структуры Заганского метаморфического ядра, наложенной на породы Хэнтэйского гранитоидного батолита, которая сопровождалась денудацией вышележащих пород мощностью до 10 км (рис. 1) [11].

В связи с актуальностью понимания проблемы механизмов эксгумации пород Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, особый интерес вызывает реконструкция термической истории пород Селенгинского КМЯ (рис. 2). Этот комплекс, выделенный на основе структурных данных Мазукабзовым с соавторами [15], явля-

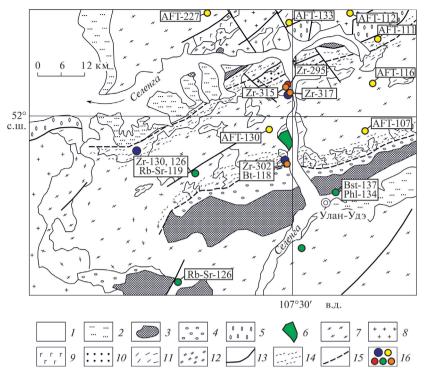


Рис. 2. Схема геологического строения Селенгинского КМЯ. 1–5 – осадочные образования:

1 — современные аллювиальные, 2 — ранне-позднечетвертичные аллювиальные, 3 — раннемеловые, 4 — позднеюрские, 5 — ранне-среднеюрские; 6—9 — магматические образования: 6 — раннемеловые (габбро-сиенитовая ассоциация Ошурковского массива [12], 7 — позднепалеозойские гранитоиды баргузинского комплекса, 8 — позднепалеозойские гранитоиды зазинского комплекса, 9 — габбро; 10—12 — метаморфические образования: 10 — динамометаморфизованные татауровские конгломераты, 11 — мраморно-гнейсовая толща, 12 — кварцито-сланцевая толща; 13 — разломы; 14 — зоны динамометаморфизма; 15 — детачмент; 16 — участки структурных наблюдений (синий), метаморфический комплекс горы Мандрик (красный) [13], точки отбора проб на датирование трековым методом по апатиту (желтый) [14], U/Pb датирование по циркону и 40Ar/39Ar методом по биотиту (оранжевый), новые данные. Зеленым цветом показаны участки редкоземельно-флюоритовых проявлений, парагенетически связанных с щелочным карбонатитовым магматизмом [16, 17].

ется единственным КМЯ наложенным на породы АВБ. Оценки по амфиболовому геобарометру показывают, что процессы формирования Селенгинского КМЯ происходили при давлении 3.5–4.5 кбар [15], что соответствует глубине 11–15 км.

В пределах Селенгинского комплекса располагаются раннемеловые породы габбро-сиенитовой ассоциации Ошурковского массива [12], породы позднепалеозойского синколлизионного метаморфического комплекса горы Мандрик [13], а также многочисленные раннемеловые проявления редкоземельно-флюоритовых проявлений, парагенетически связанных с щелочным карбонатитовым магматизмом [16, 17] (рис. 2).

Сопоставление всех имеющихся геохронологических данных для магматических и метаморфических пород в пределах Селенгинского КМЯ на термохронологической диаграмме (рис. 1), показывает, что практически сразу после их формирования (122–133 млн лет) произошло последовательное закрытие изотопных

систем, включая трековую систему апатита, что означает подъем до глубин не более 3 км. Это означает, что также, как и в случае с Заганским КМЯ, породы Селенгинского комплекса испытали денудацию с амплитудой порядка 10 км.

В результате геохронологического (Rb/Sr, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, U/Pb) изучения магматических и метаморфических пород [12], распространенных в районе Ошурковского базитового массива установлено, что габбро-сиенит-гранитный комплекс пород сформировался в результате деятельности глубинного магматического очага в течении трех главных этапов магматической активности: сиенит-гранитный (132—127 млн лет), базитовый (126—117 млн лет) и вновь гранитный (121—112 млн лет).

Из модели формирования Ошурковского базитового массива следует, что в течении ~ 30 млн лет, именно в то время, когда происходило формирование забай-кальских КМЯ и осуществлялся тектонический транспорт вещества по механизму простого сдвига в юго-восточном направлении, породы обрамления находились в одном и том же положении относительно глубинного магматического источника. Кроме этого, для магматических пород всех трех этапов Ошурковского базитового массива не наблюдается наложенных на них во время внедрения и после деформаций.

Таким образом, для уточнения модели формирования Селенгинского комплекса требуется проведение детальных структурных и термохронологических исследований.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-17-00038.

- [1] Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Цыганков А.А., Михеев Е.И. Тектонотермическая эволюция Забайкалья в позднем палеозое-кайнозое: термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // Геология и геофизика, 2023, т. 64, № 9. с. 1303—1317.
- [2] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 311 с.; кн. 2, 334 с.
- [3] Zorin Yu.A. // Tectonophysics, 1999, v. 306, p. 33–56.
- [4] Wang T., Guo L., Zheng Y. et al. // Lithos, 2012, v. 154, p. 315–345.
- [5] Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 629–647.
- [6] Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M. et al. // Geoscience Frontiers, 2020, v. 11, p. 1695–1709.
- [7] Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997, с. 182.
- [8] Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society, 2008, v. 165 (1), p. 405–421.
- [9] Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., 2014. The geochemistry and ages of rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan metamorphic core complexes (North Mongolia Western Transbaikalia) // Geodynamics & Tectonophysics, v. 5 (3), p. 683–701.
- [10] Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. Metamorphic core complex of the Transbaikalia: Review // Geodynamics & Tectonophysics, 2011, v. 2 (2), p. 5–125.

- [11] Buslov M.N., Kulikova A.V., Sklyarov E.V., Travin A.V. Mesozoic Tectonothermal Evolution of the Zagan Metamorphic Core Complex in Western Transbaikalia: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and FTA Dating // Lithosphere, 2024, v. 2023, № 14, p. 1–14.
- [12] Рипп Г.С., Избродин И. А., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Сергеев С.А., Травин А.В., Посохов В.Ф. Хронология формирования пород габбросиенит-гранитной серии Ошурковского плутона, Западное Забайкалье // Петрология, 2013, т. 21, № 4, с. 414–432.
- [13] Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 615–628.
- [14] Van Der Beek P.A., Delvaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, DE Siberia // Journal of the Geological Society (London), 1996, v. 153, p. 515–523.
- [15] Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Скляров Е.В., Рипп Г.С., Избродин И.А. Селенгинский комплекс метаморфического ядра (Западное Забайкалье) // Доклады академии наук, 2011, т. 440, № 1, с. 82–86.
- [16] Рипп Г.С., Прокопьев И.Р., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Дорошкевич А.Г., Редина А.А., Посохов В.Ф., Савченко А.А., Хромова Е.А. Бастнезит-флюоритовые породы Улан-Удэнского проявления (минеральный состав, геохимические особенности, проблемы генезиса) // Геология и геофизика, 2019, т. 60, № 12, с. 1754—1774.
- [17] Редина А.А., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Избродин И.А., Янг И. Возраст и источники редкоземельно-флюоритовых проявлений Южное и Улан-Удэнское, связанных с карбонатитовым магматизмом (Западное Забайкалье, Россия) // Геодинамика & Тектонофизика, 2023, т. 14, № 6, с. 1–17.



ГНЕЙСЫ И ГРАНИТОИДЫ ФУНДАМЕНТА НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ: ОГРАНИЧЕНИЯ НА РАСПРОСТРАНЕНЕ АРХЕЙСКОЙ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТУНГУССКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА И МАГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

О.М. Туркина¹, А. В. Плюснин², Т.В. Донская³, И.О. Афонин⁴, С.С. Санин⁵

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, turkina@igm.nsc.ru

² Тюмень, Тюменский государственный университет,

³ Иркутск, Институт земной коры СО РАН,

4 Томск, Томский государственный университет,

5 Тюмень, Тюменский индустриальный университет

Ключевыми для понимания структуры и геологической истории Сибирского кратона являются вопросы районирования закрытых территорий. Граница между Тунгусским супертеррейном и Маганским террейном, относящимся к Анабарской провинции (супертеррейну), – Саяно-Таймырский (Байкало-Таймырский) орогенный пояс (шовная зона), скрыта под осадочным чехлом, что порождает спекуляции как о его тектонической природе, так и времени/характере процессов, приведших к его формированию. С целью приблизится к пониманию строения и возраста коры зоны сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна Анабарского супертеррейна были изучены породы фундамента на юго-западе Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 1). В качестве материала для исследования мы использовали керн из трех глубоких скважин. В настоящей работе представлены данные по составу и изотопным параметрам гнейсов и гранитоидов, U-Pb возрасту циркона из этих пород, с целью обосновать гетерогенность коры данного региона, представленной как неоархейскими, так и палеопротерозойскими комплексами ювенильной природы, а также предложить новую тектоническую интерпретацию.

На геологической схеме строения фундамента в скважинах Ялыкская-4 (Ял-4) и Средненепская-1 (Сн-1) вскрыты архейские комплексы Тунгусского супертеррейна, тогда как скважина Даниловская-532 (Дн-532), расположенная к востоку на правобережье р. Нижняя Тунгуска, находится среди пород Маганского террейна. В скважине Ял-4 вскрыты биотит-амфиболовые полосчатые гнейсы, в скважине Дн-532 — деформированные биотитовые гнейсограниты, в скважине Сн-1 — равномернозернистые биотитовые граниты. На основании U-Pb датирования циркона установлено три этапа гранитоидного магматизма: ~2.8, 2.0 и 1.87 млрд лет. На рубеже ~2.8 млрд лет формировались магматические ТТГ-протолиты биотит-амфиболовых гнейсов (скв. Ял-4), которые представляют мезоархейскую кору и испытали термальное воздействие в конце неоархея (~2.53 млрд лет), типичное для Тунгусского супертеррейна Сибирского кратона. Биотитовые гнейсограниты (~2.0 млрд лет) (скв. Дн-532), коррелирующие по возрасту с гранитоидами фунда-

мента Маганского террейна и Акитканского складчатого пояса, формировались из метаосадочного источника, образованного при эрозии преимущественно пород палеопротерозойской ювенильной коры. Граниты А-типа (скв. Сн-1) с возрастом 1.88 млрд лет отвечают главному рубежу постколлизионного гранитообразования в пределах Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса.

Расположенная на крайнем юго-западе Непско-Ботуобинской антеклизы скв. Ял-4 вскрывает мезоархейские гнейсы, отвечающие по составу типичным для архея ТТГ-комплексам, и фиксирует распространение архейского фундамента Тунгусского супертеррейна. Далее к северу аналогичная граница маркируется неоархейскими (2.53 млрд лет) гранитами в скв. Кулиндинская-1 (рис. 1), субсинхронными с гранитами Юрубченского массива на западе Тунгусского супертеррейна [2, 4]. На югозападе Непско-Ботуобинской антеклизы распространение палеопротерозойской ювенильной коры маркируют гнейсограниты с возрастом ~ 2.0 млрд лет и $T_{Nd}(DM) =$ = 2.4 млрд лет в скв. Дн-532, расположенной примерно в 200 км к северо-востоку от скв. Ял-4. Скв. Сн-1 (в 80 км к западу от скв. Дн-532) вскрывает типичные для поздних коллизионных орогенов Сибирского кратона граниты с возрастом 1.88 млрд лет. Поскольку эти граниты имеют промежуточное значение модельного возраста $(T_{Nd}(DM) = 2.5 \text{ млрд лет})$ между гнейсами и гнейсогранитами, можно предполагать их образование из смешанного архей-палеопротерозойского корового источника. Изотопный состав палеопротерозойских гнейсов и гранитоидов свидетельствуют о том, что пограничная с Тунгусским супертеррейном область - южная часть Маганского террейна включает блоки как архейской, так и палеопротерозойской коры,

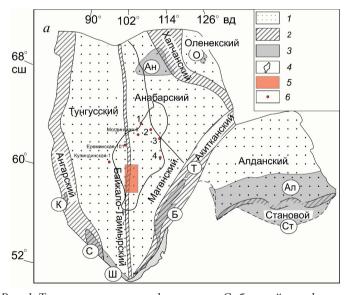


Рис. 1. Тектоническая схема фундамента Сибирской платформы.

1 — супертерейны; 2 — палеопротерозойские орогенные пояса; 3 — выступы фундамента (цифры в кружках): Ал — Алданский, Ст — Становой, О — Оленекский, Ан — Анабарский, К — Канский, С — Саянский, Ш — Шарыжалгайский, Б — Байкальский, Т — Тонодский; 4 — границы Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА); 5 — район расположения изученных скважин; 6 — положение скважин в Тунгусском супертерейне и Маганском террейне: 1 — Унга-Хасынская-2980, 2 — Мегеляхская-2441, 3 — Сюльдюкарская-10-1, 4 — Среднеботуобинская-1, по [1]. Расположение скважин Кулиндинская-1 и Ереминская-101 по [2], скв. Могдинская-6 по [3].

что определяет ее сходство с Акитканским складчатым поясом и акреционными орогенами.

В обнаженной части Маганского террейна в пределах Анабарского щита метаграувакки и метавулканиты характеризуются модельным Nd возрастом 2.8–3.1 млрд лет [5], что предполагает архейский возраст коры. В центральной части Маганского террейна плагиогранитоиды фундамента, вскрытые в трех глубоких скважинах Мегеляхской-2441, Сюльдюкарской-1001 и Среднеботуобинской-1 (см. рис. 1) имеют возраст от 3.16 до 2.71 млрд лет [1], что однозначно свидетельствует о доминировании архейской коры. В модели [6] предполагается, что в южной части Сибирского кратона Таймыро-Байкальский ороген представляет обширную область, близкую к контуру Маганского террейна. Сходная интерпретация Маганского террейна как палеопротерозойского орогенного пояса, разделяющего архейские Тунгусский и Алдано-Анабарский террейны, предполагается и в модели Н. Прияткиной с соавторами [7]. Новые данные возрасту и изотопному составу гнейсов и гранитоидов фундамента НБА показывают, что в отличие от северной части Маганского террейна, образованной архейскими комплексами, только его южная часть может рассматриваться как акреционный ороген, включающий как блоки архейской коры, так и океанические/островодужные комплексы новообразованной палеопротерозойской коры.

Геохимические и изотопные исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00196). Обобщение данных по раннедокембрийскому гранитоидному магматизму проведено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№122041400044-2).

- [1] Ларичев А.И., Видик С.В., Сергеев С.А., Осадчий И.В. Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керна глубоких скважин // Региональная геология и металлогения, 2022, № 92, с. 28–40.
- [2] Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О. и др. Восточная окраина неоархейского Тунгусского террейна: данные по скважинам в центральной части Сибирской платформы // Петрология, 2022, т. 30, № 6, с. 663–676.
- [3] Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Докл. АН, 2015, т. 461 (5), с. 558–562.
- [4] Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А. и др. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология, 2021, т. 29 (5), с. 451–477.
- [5] Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (2), с. 163–180.
- [6] Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Постников А.В. и др. Палеопротерозойский Таймыро-Байкальский ороген в южной части Сибирского кратона: границы, состав и история формирования по изучению керна скважин // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. 168–171.
- [7] Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U Pb-Hf detrital zircon data // Precambr. Res. 2020. V. 340. 105645.



КОРОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ В КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ – КЛЮЧ К РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА

А.А. Цыганков¹, Г.Н. Бурмакина¹, И.В. Ащепков², Б.Б. Бадмажапов¹

¹Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, tsygan@ginst.ru ²Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Проблема формирования крупных гранитоидных провинций, с объемом изверженных пород, измеряемым сотнями тысяч или миллионами кубических километров, возникла относительно недавно. Во многом это связано с широким использованием U-Pb изотопного датирования циркона (TIMS, SHRIMP, LA-ICP-MS) показавшего, что разнотипные гранитоиды крупных магматических ареалов (батолитов в традиционной терминологии) формировались почти одновременно или со значительным временным перекрытием [1-3]. Как выяснилось, общий временной интервал формирования таких провинций составляет от 10 до 40 млн. лет. Это требует гигантской «магмопродуктивности», варьирующей для разных регионов от 10000-15000 до 40 000-45 000 км³/млн лет, причем в пределах относительно небольшой (первые сотни тысяч км²) площади. Каковы условия и факторы, определяющие столь масштабное плавление континентальной коры, основного источника гранитоидных магм, вопрос открытый. Большинство исследователей сходятся во мнении, что ключевым фактором являются базитовые магмы (в варианте деламинации коры или воздействия мантийного плюма), являющиеся тем дополнительным источником тепла и вероятно флюидов [4–6], которые и вызывают глобальное, в масштабе региона, переплавление коры складчатой области и формирование гигантских гранитоидных батолитов в течении относительно короткого времени.

К настоящему времени, на примере Ангаро-Витимского ареала получены убедительные доказательства синхронности мантийного мафического и корового гранитоидного магматизма [2, 4, 7], однако это является лишь косвенным подтверждением ключевой роли мантийных магм в его формировании. Нам представляется, что дополнительным источником информации, проливающей свет на процессы мантийно-корового взаимодействия при формировании крупных гранитоидных провинций, в данном случае Ангаро-Витимского батолита(АВБ), могут быть ксенолиты пород нижней коры, выносимые кайнозойскими щелочными базальтами, развитыми на площади занятой АВБ. Можно предположить, что на ряду с прочими, среди этих ксенолитов должны быть мафические породы комплементарные базитам, ассоциирующим с АВБ. Более того, само наличие подобных ксенолитов будет аргументом в пользу модели андерплейтинга, как основного механизма, обеспечивающего плавление коры и образование гранитных магм.

Первые результаты исследований, начатых в этом направлении, приведены в настоящем сообщении. Ксенолиты отобраны из кайнозойских вулканических пород Витимского плоскогорья, располагающегося в центральной части ABБ. Это: 1) при-

дорожный карьер на 75 км автодороги п. Романовка – п. Богдарин (шлаковый конус); 2) вулкан Кандидушка (шлако-лавовый конус); 3) правый борт р. Джилинда (лавовые потоки с вулкана Кандидушка); 4) вулкан Якша I (лавовые потоки). Каждая точка (вулкан) характеризуется своим специфическим набором ксенолитов, среди которых абсолютно доминируют мантийные нодули (шпинелевые, реже гранатовые лерцолиты). Коровые ксенолиты имеют резко подчиненное распространение, но достаточно разнообразны по составу. Это основные гранулиты, возможно мафические кумулаты, *Атрh-Вt*-габбро, гранитоиды.

Закаменский район, юго-западный Хамар-Дабан, представляет собой периферическую часть АВБ. Опробование ксенолитов проводилось в придорожном карьере левого борта р. Бартой, где вскрыты лавы и шлаковые накопления вулкана Открытый. Также, как и на Витиме, преобладают безгранатовые лерцолиты. Коровые ксенолиты редки. Также периферию АВБ представляет вулкан Дорожный, расположенный в Слюдянском районе Иркутской области. В этом местонахождении преобладают безгранатовые лерцолиты, сравнительно много коровых гранулитов.

Предварительное подразделение ксенолитов и ксенокристов получено на основе соотношения между (Mg#) Fe# минералов и ${\rm SiO_2}$ в равновесных с ними породах. Из полученных нами данных следует, что в районе Витимского лавового плато нижняя кора сложена андезитовыми и базитовыми кумулатами в соотношении примерно 1/1. Кора под Бартойскими вулканами в основном андезитовая, что подтверждает геодинамические реконструкции, согласно которым эта область соответствует шовной зоне, прослеженной по вулканическим полям и офиолитам. В востчном окончании Тункинской рифтовой впадины (вулкан Дорожный), которая также является шовной зоной между Сибирским кратоном и Хамар-Дабаном, андезитовая кора представлена в еще большей степени.

Опубликованные [8, 9] и полученные нами первые изотопно-геохронологические данные по циркону из ксенолитов и базальтов фиксируют позднепалеозойское мантийное магматическое событие, охватившее обширную территорию от Витимского плато до Южного Хамар-Дабана. Эти данные позволяют предположить, что «литологическая» структура нижней коры и верхней мантии под АВБ в основном сформировалась в позднем палеозое в период становления Ангаро-Витимского батолита и сопутствующего (инициирующего) мафического магматизма, и в последующем, во время мезозойского рифтогенеза и кайнозойского рассеянного вулканизма, связанного с Байкальским рифтом, была лишь частично модифицирована. В пользу этого предположения свидетельствует положение пироксенов и амфиболов из мафических включений и монцонитов Ангаро-Витимского батолита на Р-Т диаграмме, которые, также, как и большая часть пироксенитовых и гранулитовых ксенолитов и ксенокристаллов из кайнозойских лав, лежат на одной и той же SEA изотерме.

Полученные первые результаты (по ксенолитам) позволяют наметить характерные черты нижней коры Байкальского рифта и Забайкалья. Из сравнения полученных данных с опубликованными материалами по гранулитам, обнажающимся на поверхности, видно, что материал, выносимый кайнозойскими лавами, является более основными. Разрез выше Мохо характеризуется обильными интрузиями существенно пироксенитового материала. В результате этих интрузий нижняя кора становилась менее основной в верхней части. Судя по составу полевых шпатов, область вблизи Сибирского кратона гораздо более богата K_2O , по сравнению с от-

носительно удаленными районами. Метасоматический материал также очень характерен для Джидинской зоны.

Термические условия нижней коры в основном близки к геотерме SEA. Есть основания полагать, что такая термическая структура коры и верхней мантии сформировалась еще в позднем палеозое, в результате гигантского по своим масштабам и продолжительного (порядка 50 млн лет) магматического события, сформировавшего Ангаро-Витимский гранитоидный батолит. В этом контексте находит логическое объяснение повышенная и высокая калиевая щелочность гранитоидов, связанная с дегидратационным плавлением амфибол-биотитсодержащих протолитов (Amph-Bt-монцогаббро) предполагавшихся на основании косвенных данных [10] и обнаруженных в ксенолитах. Нам представляется, что дальнейшее изучение и датирование коровых ксенолитов и ксенокристов из кайнозойских базальтов позволит составить более детальные модели генерации магм ABБ и эволюции мантии вблизи Мохо и нижней коры Забайкалья в позднем палеозое.

Таким образом, основные выводы заключаются в следующем: 1) составлены предварительные Р-Т разрезы коры Витимского, Тункинского районов и Южного Хамар-Дабана, построенные по коровым ксенолитам и ксенокристам с определенными РТ параметрами минеральных равновесий; 2) ксенокристы и ксенолиты нижнекоровых гранулитов в кайнозойских лавах представлены в основном базитовыми кумулатами; 3) в результате разновозрастных магматических (вероятно плюмовых) событий нижняя кора региона приобрела существенно андезитовый состав; 4) оценки РТ для пироксенитов показывают их локализацию вблизи Мохо и обширный диапазон температур; 5) ксенокристы и ксенолиты пироксенитов в основном прослеживают 90 мВт/м² плюмовую геотерму SEA, в которой область интрузий перегрета до 1350 °C, что скорее всего отражает события кайнозойского магматизма. Гранулиты отражают более холодные условия, чем геотерма SEA. Возможно их образование связано с позднепалеозойскими событиями; 6) ксенокристы из магм Ангаро-Витимского батолита обнаруживают более обедненный материал нижней коры, чем те, что встречаются в кайнозойских лавах, что вероятно указывает на их реститовое происхождение.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 23-17-00030.

- [1] Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5(5), с. 451–466.
- [2] Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.-М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51(9), с. 1249–1276.
- [3] Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos, 2011, v. 125, p. 845–874.
- [4] Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993, 141 с.
- [5] Ernst R.E., 2014. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press. 2014. pp. 214– 244.

- [6] Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences, 2014, 93, p. 158–179.
- [7] Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология, 2013, т. 21, № 3, с. 309–334.
- [8] Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстензия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Акад. Изд-во «Гео», 2018, 384 с.
- [9] Салтыкова А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. U-Pb возраст цирконов из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Забайкалье) // Записки РМО, 2008, Ч. CXXXVII, № 3, с. 1–22.
- [10] Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Udoratina O.V. et al. Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic–geochronological data // Lithos, 2021, v. 390–391, 106098.



АДАПТАЦИЯ SET (SEQUENTIAL ELUTION TECHNIQUE) ДЛЯ ЗАДАЧ МОНИТОРИНГА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА

Я. Чжан, М.Ю. Кропачева

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, chzanya@igm.nsc.ru

Сфера интересов и задач аналитической химии охватывают широкий спектр проблем. Одной из важнейших является обеспечение поддержки различных исследований окружающей среды, в том числе и биогеохимического мониторинга.

Мониторинг состояния окружающей среды традиционно используется как способ поиска рудных месторождений по растениям и почвам, а также для индикации антропогенного загрязнения окружающей среды с помощью опробования биообъектов. Основополагающей идеей метода является введенное В.И. Вернадским представление о концентрационной функции живого вещества, определенной как «скопление отдельных элементов из их рассеяния в окружающей среде». Теоретические основы и практические приемы биогеохимического мониторинга продолжают разрабатываться по сей день. Интересным практическим приемом является сочетание биомониторинга с различными методиками фракционирования объектов мониторинга, что позволяет получать дополнительные данные о геохимических процессах в окружающей среде.

В качестве биоиндикаторов широко используются мхи и лишайники. Благодаря своим особым анатом морфологическим и физиологическим характеристикам (например, высокой сорбционной способности, особенностям водообмена) они являются полезными биоиндикаторами загрязнения окружающей среды различными металлами и радионуклидами как природного, так и искусственного происхождения. Они встречаются практически во всех наземных экосистемах. Биомониторинг загрязнения воздуха с помощью растений, особенно низших, таких как мхи и лишайники, проводится при поддержке IAEA (Международное агентство по атомной энергии) во многих странах в рамках скоординированного исследовательского проекта [1].

Применение методики SET [2] (sequential elution technique) к индикатору позволяет получить дополнительные данные о геохимических процессах в окружающей среде, к примеру: оценить уровень загрязнения и выяснить, локальное ли оно, как давно произошло; сделать другие геохимические оценки, оценить уровень локального геохимического фона, глобальный перенос вещества, выявить его источник.

Отличительным условием геохимических исследований в целом является большое количество и разнообразие исходных проб, поэтому важным является вопрос как быстро и точно анализировать большое количество образцов. Одним из решений является адаптация методик пробоподготовки.

Методика SET выделяет четыре фракции. Фракция 0: элементы, сорбированные на пылевых частицах (смыв); фракция 1: элементы из межклеточного пространства

Схема	метолики	SET

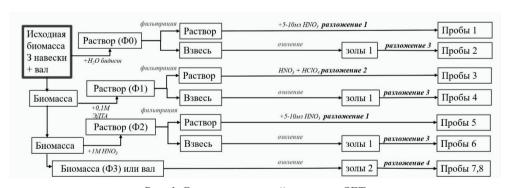
Фракция	Реактивы	Время
0	H_2O (бидист.), дважды, биомасса/раствор = 1:10	30-60 сек
1	$0,1 \text{ M Na}_2\text{EDTA} + \text{H}_2\text{O}$ (бидист.), биомасса/раствор = 1:10	24 часа
2	$1 \text{ M HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}$ (бидист.), биомасса/раствор = 1:10	20 мин
3	высушивание до постоянного веса	min 24 часа

и с внешней стороны клеточных стенок; фракция 2: элементы, связанные с внутренней поверхностью клеточной стенки и/или растворенные внутри клетки; фракция 3: элементы, прочно связанные в клеточной стенке и твердый остаток (нерастворимые элементы и кристаллические отложения внутри клетки). Каждая фракция выделяется своим реактивом (табл. 1).

Полученные фракции и валовые пробы переводились в раствор для измерения с помощью принятых в таких исследованиях методик (рис. 1). Концентрации элементов измерялись методом ИСП-АЭС.

Результаты указывают на несколько недостатков: 1) большое стандартное отклонение для параллельных навесок исходных проб; 2) длительное фильтрование растворов для отделения твердой составляющей; 3) контрольный опыт с ГСО для стандартных методик разложения неудовлетворителен.

Для устранения этих недостатков были сделаны следующие адаптации в схеме пробоподготовки фракций биомассы (рис. 2): 1) использование большеобъемной пробы; 2) отказ от стадии фильтрования жидких фракций; 3) использовали новый метод разложения образцов твердых фракций; 4) использование стандартов ГСО для контроля.



Puc. 1. Схема стандартной методики SET



Рис. 2. Схема первого адаптированного эксперимента

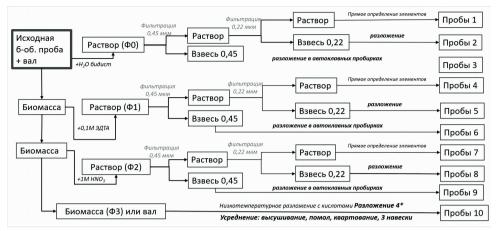


Рис. 3. Схема второго адаптированного эксперимента

После окончания адаптированного эксперимента, результат показывают, что 1) относительное стандартное отклонение не превышает 20 % для всех элементов;

- 2) хорошее согласие для 14 элементов из 20 для стандарта ТР-1 и стандарта БИЛ-2;
- 3) время эксперимента сократилось вдвое.

Первая адаптация методики показала:

- 1) использование в методике фракционирования биомассы большеобъемной пробы улучшает результаты, убирая влияние неравномерного распределения элементов по биомассе:
- 2) стадия фильтрования жидких фракций при необходимости может быть исключена;
- 3) упрощена схема пробоподготовки как жидких фракций, так и для твердых: максимально исключены стадии, требующие переноса материала пробы, за счет исключения стадии фильтрации жидких фракций и иной методики разложения биомассы сокращено количество стадий в пробоподготовке.

В геохимических исследованиях очень важную роль играет в какой форме находится элемент — сорбированной или растворенной. От этой формы зависит геохимический путь элемента и скорость его миграции. Это возвращает нас к проблеме разделения жидких фракций на взвесь и раствор. Решением может быть фильтрация не полного объема жидкой фракции, а определенной аликвоты. Это позволит не увеличивать общею длительность пробоподготовки фракций и не отказывается от удобного способа разложения (без сухого озоления, в автоклавируемых пробирках). Мы продолжаем улучшать схему экскремента (рис. 3).

- [1] Smodiš B., Bleise A. Internationally harmonized approach to biomonitoring trace element atmospheric deposition // Environ. Pollut., 2002, vol. 120 (1), p. 3–10.
- [2] Pérez-Llamazares A., Ángel Fernández J., Carballeira A., Aboal J.R. The sequential elution technique applied to cryptogams: a literature review // J. Bryol., 2011, vol. 33 (4), p. 267–278.



ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ Au И Ag В ОКИСЛЕННЫХ РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫЗЫК-ЧАДР (ЖИЛА №1, РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

А.Ш. Шавекина¹, Ю.А. Калинин¹, Р.В. Кужугет², В.Н. Бунина¹

¹ Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, khusainova@igm.nsc.ru

² Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН

Введение. В настоящее время среди продуктов выветривания золотоносного субстрата выделяются золотоносные коры выветривания и их частный случай, по Ф.Н. Шахову [1], – зоны окисления сульфидных месторождений. Золотоносные зоны окисления сульфидных месторождений формируются на фоне региональных факторов при активном участии сернокислых процессов и рудообразующих металлов [1–4]. По способу концентрирования в окисленных рудах благородного металла классик сибирской геологии М.А. Усов [5] выделил эти месторождения в самостоятельную группу – вторичного обогащения рудных месторождений, которые нередко представляют главную промышленную ценность золотоносного участка. Объектами добычи служат окисленные руды, баритовые и кварцевые «сыпучки» зон вторичного золотого обогащения и выходы бурых железняков (железные шляпы) жильных собственно золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений. Зона окисления рудных месторождений является продуктом локального сернокислотного выветривания, но по характеру распределения металлов и минеральному составу – это фактически новое месторождение с совершенно иными характеристиками, делающими его более привлекательным для освоения, что и привело к их практически полной отработанности [6, 7].

Работа посвящена изучению форм нахождения благородных металлов (Au, Ag) из окисленных руд золото-кварц-сульфидной жилы № 1 месторождения Кызык-Чадр с *целью* оценки степени и масштаба перераспределения Au и Ag от первичных руд к окисленным.

Объект исследования. Месторождение Кызык-Чадр располагается в юго-восточной части Республики Тыва, Пий-Хемского района, в 50 км от г. Кызыл, в бассейне верхнего течения рек Кызык-Чадр и Мезель. Кызык-Чадрский рудный узел находится в краевой части Ожинского плутона, в составе которого выделяются образования таннуольского (\mathcal{E}_2) и кызыкчадрского (\mathcal{E}_{2-3}) габбро-диорит-гранодиорит-гранитного интрузивных комплексов [8]. На месторождении выделяют два участка: 1) Центральный-І, соответсвующий золото-кварц-сульфидному типу оруденения (эпитермальная система); 2) Центральный-ІІ, соответствующий меднопорфировой системе; участки расположены в 2 км друг от друга.

Собственно, золото-сульфидно-кварцевое месторождение Кызык-Чадр (уч. Центральный-I) известно с 1904 г. и представлено 7 жилами. Наиболее крупные жилы N 1 и 3 разведаны. Авторами изучена зона окисления жилы N 1, которая

залегает на южном контакте гранитов с вмещающими сланцами нижнеатчольской подсвиты раннего силура (?). Простирание ее субширотное, падение северное под углом 45-50 °C, на поверхности жила прослежена на 170 м, на глубину на 95 м. Жила сложена молочно-белым, брекчированным кварцем, который образует с сульфидами меди руды полосчатой, петельчатой и брекчиевидной текстур [9, 10]. С поверхности рудные жилы подверглось интенсивному окислению, сформировавшему своеобразный гипергенный парагенезис с новообразованным золотом. Содержание Au в жиле колеблется от следов до 150 г/т (в среднем, 8.2 г/т); Ag -78 г/т(в среднем, 28 г/т). В первичных рудах отмечено разнообразие минеральных форм Au и Ag: минералы системы Au-Ag-Hg, вейшанит (Au,Ag)_{1.2}Hg_{0.8}, сильванит AgAuTe₂, петцит Ag₃AuTe₂, гессит Ag₂Te, штютцит Ag₅Te₃, эмпрессит AgTe, фишессерит Ag₃AuSe₂, Se-ютенбогардтит Ag₃AuS₂, акантит Ag₂S. Гранулометрический состав первичного золота варьирует незначительно, на фракцию 5-2.0 мм приходится 6.2% золотин, 2.0-1.0-38.3%, 1.0-0.5-19.5%, 0.5-0.25-14.6%, 0.25-0.1 мм - 9.1 % и < 0.1 мм - 12.3 %. В весовом отношении на фракцию 5–2.0 мм приходится 16.1% золотин, 2.0-1.0 мм -50.9%, 1.0-0.5 мм -20.1%, 0.5-0.25 мм -9.5%, 0.25-0.1 mm - 1.8% m < 0.1 mm - 1.6% [10].

Методика исследования. Штуфные пробы отобраны из коренных выходов и горных выработок. Золото извлекалось гравитационным методом с помощью лотка. При описании авторы опирались на классические труды [11, 12]. Оптические исследования проведены на микроскопах Olympus ВХ4, ПОЛАМ П-213М и П-212М. Определение гранулометрического состава золота проводилось ситовым методом. Исследование морфологии золота и определение состава минеральной ассоциации проводилось с помощью сканирующего микроскопа TESCAN MIRA 3LMU (Tescan, Чехия). Химический состав золота определялся методом локального микрорентгеноспектрального (микрозондового) анализа на установке Camebax micro (Камека, Франция).

Результаты. Гранулометрический анализ золота из окисленных руд показал, что преобладает тонкое, мелкое золото класса -0.25 + 0.1 мм (59.5 %), на классы -0.5 + 0.25 мм приходится 19 % и <0.1 мм -18 %, встречаются единичные знаки в классе -1 + 0.5 мм (3.5 %).

В окисленных рудах отмечается как остаточное (гипогенное), так и новообразованное (гипергенное) золото. По морфологии самородное золото имеет удлиненные и изометричные зерна интерстициальной (36 %), комковидной (18 %) и кристаллической (46 %) форм. Поверхность зерен интерстициального и кристаллического облика ровная, гладкая, отмечаются трещины усыхания, грани притуплены. У части золотин поверхность сильно преобразована, встречается натечный, бугристый рельеф, а также наросты гипергенного золота. Последнее представлено как кристаллами и их сростками, так и единичными наростами и «губчатыми» скоплениями нано- и микрочастиц Аи неправильных и округлых форм. Для комковидных золотин и/или золотин с сильно преобразованным рельефом отмечены пленки гидроксидов Fe, включения малахита, азурита, хризоколлы и кварца в углублениях и неровностях рельефа.

В гипергенной ассоциации (чаще всего в сростках с малахитом, гидроксидами железа, хризоколлой) встречаются иодаргирит (AgI), бромаргирит (AgBr), майерсит ((Ag,Cu)I), петровскаит (AuAgS), акантит (Ag₂S). В ковеллине отмечена примесь Ag до $3.36~\mathrm{Mac.\%}$

Химический состав золота неоднороден, пробность варьирует от 482 до 998 % (при среднем 766 %, 62 анализа). Как примеси отмечены Ag до 40.96 мас.%, Hg -15.75 мас.%, Cu -0.49 мас.%.

Заключение. В зоне окисления жилы №1 месторождения Кызык-Чадр Au и Ag находятся в трех формах нахождения: самородной (минералы системы Au-Ag-Hg), минеральной (акантит, петровскаит, иодаргирит, бромаргирит, майерсит и др.), изоморфной (Ag как примесь в ковеллине). На поверхности самородных частиц отмечается формирование наростов «нового» золота разных форм и размеров, образование сростков золота с гипергенными минералами. Согласно гранулометрическому распределению частиц для окисленных руд отмечена тенденция увеличение количества золота мелких и тонких классов.

За счет активных процессов растворения Au-Ag-содержащих минералов в кислых условиях, происходит их миграция в виде комплексов $(Au(HS)_2^-, Au, Ag(S_2O_3)_2^{3-}, AgCl_2^-, AgBr_2^-$ и др.) и переосаждение на различных геохимических барьерах, таких как: механический, окислительно-восстановительный, сорбционный.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (122041400237-8) и ТувИКОПР СО РАН (0384-2016-0012). Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

- [1] Шахов Ф.Н. Морфологические черты зон окисления. Новосибирск, РИО СО РАН СССР, Труды ИГиГ СО РАН, 1960, вып. 4, с. 3–42.
- [2] Альбов М.Н. Вторичная зональность золоторудных месторождений Урала. Москва, Госгеолтехиздат, 1960, 215 с.
- [3] Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск, Наука, 1981, 237 с.
- [4] Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. Новосибирск, Гео, 2006, 339 с.
- [5] Усов М.А. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира // Вестник ЗСГРТ, 1933, вып. 6, с. 1–26.
- [6] Калинин Ю.А., Кужугет Р.В., Хусаинова А.Ш., Гаськова О.Л., Бутанаев Ю.В. Эволюция золота в зоне окисления месторождения Копто (Республика Тыва, Россия) // Геология и геофизика, 2022, т. 63(7), с. 956–970.
- [7] Калинин Ю.А., Кужугет Р.В., Хусаинова А.Ш., Бутанаев Ю.В. Эволюция золота в зоне окисления золото-сульфидно-кварцевого месторождения Кызык-Чадр (Республика Тыва, Россия) // Материалы всеросс. конференции «Минералообразующие системы месторождений высокотехнологичных металлов: достижения и перспективы исследований, Москва, ИГЕМ РАН, 2023, с. 508–511.
- [8] Семенов М.И., Юркевич Л.Г. Геология, геохимия и рудоносность Ожинского интрузивного плутона // Геологическое строение и полезные ископаемые Центральный Сибири. Красноярск, АО «Сибирское ПГО», 2019, с. 110–119.
- [9] Бабкин А.И., Семенов М.И., Карнаухова О.М. и др. Поисковые работы на медномолибден-порфировые руды с золотом в пределах Кызыкчадрского молибден-меднорудного узла (Республика Тыва) // Отчет по Госконтракту с Департаментом по недропольз. по СФО, Москва, 2019. 351 с.
- [10] Кужугет Р.В., Хертек А.К., Монгуш А.А., Ооржак Ш.Н. Типоморфные особенности самородного золота Кызык-Чадырского золото-молибден-меднопорфирового мес-

- торождения (Восточная Тува) // Вестник Тувинского государственного университета. Естественные и сельскохозяйственные науки, 2016, № 2, с. 80–90.
- [11] Петровская Н.В. Самородное золото: общие характеристики, типоморфизм, вопросы генезиса. Наука, 1973, 349 с.
- [12] Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России. Москва, ЦНИГРИ, 2015, 200 с.



ЛАУРИТ И ЕГО МЫШЬЯКОВИСТАЯ РАЗНОВИДНОСТЬ ИЗ ХРОМИТИТОВ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А.Н. Юричев

Томск, Томский государственный университет, juratur@yandex.ru

В настоящее время в большинстве опубликованных работ имеются данные о принадлежности минералов непрерывного ряда лаурит (RuS_2) – эрлихманит (OsS_2) , обладающих структурой пирита, к первичному парагенезису, синхронному с кристаллизацией хромшпинелидов, либо вторичному, образовавшемуся на постмагматическом или метаморфическом этапах. Несколько реже отмечаются две его генерации — первичная магматическая и вторичная метаморфическая или обе метаморфические, образовавшиеся на этапах автометаморфической серпентинизации и контактового метаморфизма, в процессе интрудирования более поздних габброидов [1–3]. Автором в двух основных типах хромититов (высокоглиноземистых и высокохромистых) Войкаро-Сыньинского массива Хадатинского офиолитового пояса Полярного Урала [4–5] выявлены две генерации описываемого минерала (первичная магматическая и вторичная метаморфическая), резко различающихся по своему химическому составу.

Лаурит и его мышьяксодержащая разновидность (содержание As до 5 мас.%) выявлены в обоих типах хромититов. Однако в высокохромистых хромититах мышьяксодержащая разновидность распространена крайне ограничено по сравнению с высокоглиноземистым типом. При этом, если в первом типе хромититов как лаурит, так и его мышьяксодержащая разновидность всегда образуют однородные идиоморфные, хорошо ограненные четырех- и шестигранные включения (рис. 1, z-d), то в высокоглиноземистых хромититах — встречаются как идиоморфные шестигранные, так и гипидиоморфные зональные включения (рис. 1, a-e). В высокохромистых хромититах минерал диагностирован исключительно в зернах хромшпинелида, а в высокоглиноземистых хромититах, наоборот, преимущественно в серпентиновых интерстициях (нередко в ассоциации с ирарситом IrAsS и «стерильным» самородным осмием) или в краевой части хромитовых зерен на границе с серпентиновым агрегатом.

Исключительно в лаурите и его мышьяксодержащей разновидности из высокоглиноземистых хромититов постоянно отмечается зональность, обусловленная «облагораживанием» состава минерала от центра зерна к краю (возрастание рутениевого минала вплоть до полной «стерильности» состава в отношении осмия и иридия или снижении их содержаний до <2 мас.% каждого). При этом такая зональность не является «скрытой», обнаруживая четкую границу перехода между первой и второй генерациями минерала в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE).

Выявленная зональность связывается автором с вторичными (эпигенетическими) изменениями под воздействием просачивающихся серпентинизирующих рас-

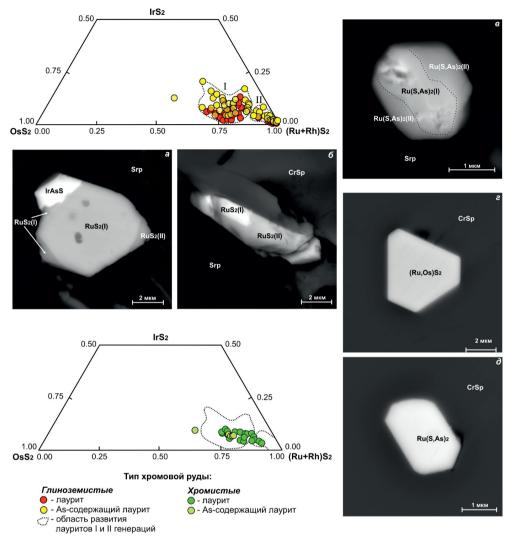


Рис. 1. Морфология включений и химический состав лаурита и его мышьяковистой разновидности в высокоглиноземистых (a−s) и высокохромистых (z−d) хромититах Войкаро-Сыньинского массива. CrSp — хромшпинель; Srp — серпентиновый агрегат. Микрофотографии включений в режиме обратно-рассеянных электронов.

творов [6–9]. При этом, вероятно, проникающая способность преобразующих растворов не позволила «смочить» зерна первичного лаурита полностью на всю глубину, сохраняя неизмененным сердечник. Из подвергшейся изменению краевой части лаурита (вторичная генерация) происходил вынос осмия и иридия, которые в последующем входили в состав кристаллизующихся здесь же «стерильного» самородного осмия и ирарсита. Наблюдение кольцевой зональности только в лауритах из высокоглиноземистых хромититов наряду с высказанным выше предположением хорошо объясняет широкое присутствие в них ирарсита по сравнению с высокохромистыми хромититами, где данный минерал развит ограничено.

Первичный лаурит из высокохромистых хромититов, капсулированный в зерна хромшпинелидов, оказался полностью защищенным «хромитовым панцирем» от проникающих серпентинизирующих флюидов. Это, очевидно, объясняет полное отсутствие в них кольцевой зональности.

Привнос мышьяка, вероятно, также осуществлялся этими же преобразующими растворами. На это указывает большее его содержание во внешней части зональных включений лаурита из высокоглиноземистых хромититов и редкие (единичные) находки мышьяксодержащего лаурита в катаклазированных зернах хромшпинелида из высокохромистых хромититов, которые частично подвергались воздействию серпентинизирующих флюидов.

- [1] Макеев А.Б. Перспективы платиноносности республики Коми. Сыктывкар, Коми НЦ РАН, 1996, 36 с.
- [2] Мурзин В.В., Суставов С.Г. Новые данные о минералогии ряда лаурит-эрликманит и их мышьяковистых разновидностей // ДАН, 2000, т. 370 (3), с. 380–382.
- [3] Prichard M.H., Jxer R.A., Lord R.A., Maynard J.B., Williams N. Assemblages of platinum-group minerals and sulfides in silicate lithologies and chromite-rich rocks within the Shetland ophiolite // Canad. Mineral., 1994, v. 32 (2), p. 271–294.
- [4] Гурская Л.И., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Смелова Л.В., Шахова С.Н. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб., Издво СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2004, 306 с.
- [5] Никольская Н.Е., Казеннова А.Д., Николаев В.И. Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд. М., ФГБУ «ВИМС», 2021, 238 с.
- [6] Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. Вещественный состав и осмиевая изотопия первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы магнезиальных хромититов Нуралинского лерцолитового массива (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58 (1), с. 3–22.
- [7] Мурзин В.В., Малич К.Н., Баданина И.Ю., Варламов Д.А., Чащухин И.С. Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал) // Литосфера, 2023, т. 23 (5), с. 740–765.
- [8] Garuti G., Zaccarini F. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinized and weathered chromitites of the Vourinos Complex, Greece // Canad. Mineral., 1997, v. 35, p. 611–626.
- [9] Prichard M.H., Tarkian M. Platinum and palladium minerals from two PGE-rich localities in the Shetland Ophiolite Complex // Canad. Mineral., 1988, v. 26, p. 979–990.

СОДЕРЖАНИЕ

Взаимосвязь мегатрещиноватости верхней части земной коры юго-востока Камчатки с современной сейсмичностью и вулканизмом	10
Агибалов А.О., Балашов Г.Р., Сенцов А.А. Применение метода катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого для обработки решений фокальных механизмов очагов землетрясений Алтае-Саянской области	13
Аносова М.Б., Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Лебедев И.Е. Палеонапряженность геомагнитного поля на высоких широтах после окончания мелового суперхрона	16
Артамонова С.Ю., Иост Н.А., Мельгунов М.С. Гидрогеологические и радиогеологические условия эксплуатации недр в районе кимберлитовой трубки «Удачная» (Якутия)	19
Балашов Г.Р., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Выраженность активных разрывных нарушений в поле тектонической раздробленности верхней части литосферы на примере большого Кавказа и Сахалина	20
Белобородов Д.Е., Преснов Д.А. Угрозы грязевого вулканизма. Пути преодоления	22
Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Киселёва О.Н., Жмодик С.М., Козаченко И.В., Пугачев А.П. Золото мордойского рудного поля (Забайкальский край, Россия)	23
Белянин Д.К., Жмодик С.М., Айриянц Е.В., Карманов Н.С., Киселёва О.Н.,	
Козлов А.В. Ураноносные фазы в золото-браннеритовых самородках Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье)	27
Богданов Е.А., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Травин А.В. Геология и тектонотермальная история офиолитов рыбинского комплекса, Енисейский кряж, юго-западное обрамление Сибирского кратона	31
Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Гусляков Н.Д. Мафические включения в гранитоидах ангаро-витимского батолита (Саяно-Байкальская складчатая область), как отражение постколлизионного плюм-литосферного взаимодейстия	35
Буслов М.М. Коллизионные и аккреционные орогены в структуре центрально-азиатского складчатого пояса	38

Бушенкова Н.А., Ступина Т.А. Геометрия южной границы охотской плиты	42
Ватрушкина Е.В., Старикова Е.В. Состав и источники сноса верхнеюрско-нижнемеловых вулканогенно- осадочных отложений Олойской зоны Колымо-Омолонского супертеррейна .	44
Викентьев И.В. Метаморфизм, геодинамика и металлогения в палеозойской истории Урала	48
Гвоздик Г.А., Хохлов А.В. Анализ палеомагнитных данных методом конфигурации зон доверия	52
Гильманова Г.З., Носырев М.Ю., Диденко А.Н. Особенности рельефа северной части станового вулкано-плутонического пояса, их связь с металлогенией	53
Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. Геодинамика и металлогения южной части Сибирского кратона в эдиакарии .	57
Гладышева А.В., Агафонов А.П. Синхротронная рентгеноскопия в современных исследованиях геологических путей зарождения жизни на земле	61
Густайтис М.А., Мягкая И.Н. Экогеохимическая оценка рисков здоровья населения, связанных с употреблением рыбы содержащей НG, территорий нарушенных горнодобывающей деятельностью (Западная и Восточная Сибирь)	64
Девятова В.Н., Симакин А.Г., Некрасов А.Н. Оценка фугитивности кислорода и серы в равновесии с интерметаллидом Ni_3 Fe (аваруитом)	68
Дмитриева Н.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Котляров А.В., Рагозин А.Л. Условия кристаллизации минералов из эффузивных пород вулкана локон, остров Сулавеси (Индонезия)	71
Донская Т.В., Гладкочуб Д.П. Оценка <i>pt</i> -параметров формирования биотит-амфиболовых гранитов <i>a</i> -типа (на примере раннепротерозойских гранитоидов южной части Сибирского кратона).	75
Есин Е.И., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Опыт применения нового алгоритма разделения полей региональной компоненты и рельефа на примере гравитационного поля Камчатки	80
Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Мусияченко К.А., Айриянц Е.В., Белянинм, Киселева О.Н., Сарыг-оол Б.Ю., Толстов А.В., Мороз Т.Н. Гармотом из пород, перекрывающих Nb-REE-руды верхнего рудного горизонта (Томторское месторождение, Арктическая Сибирь).	84
Жукова И.А., Степанов С.А., Jiang Shao-Yong, Гуревич Д.В., Жимулев Ф.И. Концентрации платиноидов в хромите массива Кондёр, Дальний Восток	88
Зиндобрый В.Д., Буслов М.М., Симонов В.А., Котляров А.В. Петрология, геохимия и возраст офиолитов массива Кабак-тайга (Горный Алтай): геодинамические выводы	90

Изох О.П., Гражданкин Д.В. Вариации седиментологических, изотопных и геохимических характеристик в разрезах нижнего девона как отражение глобальных геодинамических перестроек на планете	94
Киселева О.Н., Белянин Д.К., Айриянц Е.В., Жмодик С.М. Хромиты и платинометальная минерализация в офиолитовых перидотитах оспино-китойского массива, участок асбестовый (Восточный Саян) – первые данные	98
Конторович В.А., Полянский О.П., Филиппов Ю.Ф., Селятицкий А.Ю. Пермотриасовые базитовые комплексы в структуре Енисей-Хатангского прогиба	102
Коробкин В.В., Чакликов А.Е., Тулемисова Ж.С. Результаты изучения глубинного строения алакольского осадочного бассейна (Южный Казахстан)	106
Королева О.В., Прокопьев А.В., Эрнст Р.Е., Камо С.Л., Полянский О.П. Этапы магматизма Якутско-Вилюйской крупной изверженной провинции и потенциальная связь с ними позднедевонских биотических событий	110
Костровицкий С.И. Происхождение кимберлитов и низко-Cr мегакрист	113
Куклина Ф.Р., Семинский И.К., Агафонов Ю.А. Отражение тектонических нарушений Сибирской платформы в электромагнитном поле	116
Куликова А.В., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Рубанова Е.С. Метаморфические породы Кузнецко-Алтайской островодужной системы: структурное положение, состав и возраст	119
Кунгурцев Л.В., Гошко Е.Ю. Новый взгляд на глубинное строение и геодинамику Верхоянского складчато- надвигового пояса	123
Кунгурцев Л.В., Буслов М.М., Гошко Е.Ю. Глубинное строение и позднемезозойская геодинамика Южно-Верхоянской окраины Сибирской платформы	126
Кунгурцев Л.В. Казырской зоны Восточного Саяна – венд-раннекембрийский возраст и геодинамическая позиция	130
Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Связь сейсмических процессов с полем аномалий скорости продольных волн	134
Лазарева Е.В., Козьмин Д.Г., Кириченко И.С., Сарыг-оол Б.Ю., Добрецов Н.Н. Распределение элементов в углифицированных фрагментах древесной растительности (германиеносных лигнитах) Нижне-Касского участка	136
Лапин П.С., Бушенкова Н.А. Активизации современного рельефа центральной части Камчатского региона	140
Леонова Г.А., Мальцев А.Е., Кривоногов С.К. Биогеохимия донных отложений голоценового разреза озера Котокель (Прибайкалье)	143

Лиханов И.И. Обстановки формирования, природа протолитов, <i>p-т</i> параметры и возраст метаморфизма пород Ангарского комплекса (Енисейский кряж)	147
Ломова А.А., Мельгунов М.С., Мезина К.А. Изотопы урана в снеговых выпадениях Западной Сибири	151
Лунёв Б.В., Лапковский В.В. Генезис основных геологических структур в геодинамической модели первого приближения: результаты и ближайшие перспективы	154
Малов В.И., Страховенко В.Д., Субетто Д.А., Потахин М.С., Белкина Н.А. Особенности геохимического состава различных пачек ленточных глин Онежского приледникового озера по данным micro-XRF санирования	157
Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Прейс Ю.И., Ломова А.А., Чжан Я. Роль микроорганизмов в концентрировании золота, серебра и никеля в торфяниках Барабинской равнины	160
Метелкин Д.В., Лузан М.Е. Новый взгляд на проблему аномальной конфигурации геомагнитного поля в девоне	164
Монгуш А.А., Ольшевский П. Ранние стадии субдукции и образование в венде Таннуольско-Хамсаринской палеоостроводужной системы (Западный Саян, Тува)	168
Мусияченко К.А., Айриянц Е.В., Белянин Д.К. Последовательность минералообразования руд зоны «Центральная» Барун-Холбинского месторождения золота	172
Мыскова Т.А., Никонова А.С., Никонов К.А., Житникова И.А., Львов П.А. Тектоническая позиция Кукасозерской протерозойской структуры фенноскандии. Интерпретация новых геохимических и геохронологических данных	175
Мягкая И.Н., Сарыг-оол Б.Ю., Кириченко И.С., Густайтис М.А., Лазарева Е.В. Оценка риска для окружающей среды и здоровья человека почв Саралинского золоторудного месторождения и прошлой золотодобычи	178
Ножкин А.Д. Неопротерозойские редкометалльные лейкограниты северной части Енисейского кряжа	182
Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Ронкин Ю.Л. Петрогенезис, U–Pb-возраст, Rb–Sr- и Sm–Nd-систематика гранитоидов Рязановского массива (Енисейский кряж)	185
Овдина Е.А., Страховенко В.Д., Малов Г.И., Малов В.И. Радиоэкологическая оценка сапропелей малых озер гумидного, аридного и нивального типа седиментогенеза (юг Западной Сибири)	189
Онищенко С.А., Кузнецов С.К. Самородное золото, минералы палладия и платины месторождения Чудное (Приполярный Урал)	193
Пархачева К.Г., Глухов Ю.В., Сокерин М.Ю. Золото Кыввожского золотороссыпного поля (Вольско-Вымская гряда, Средний Тиман)	197

Полин В.Ф.	
Геодинамика становления Дарьинского фоидолит-фоидосиенитового	
комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита	
(РФ) по данным петрогеохимии	201
Похиленко Н.П.	
Перспективы развития сырьевой базы стратегических видов твердых	
полезных ископаемых в арктической части Сибирской платформы	205
Сарыг-оол Б.Ю., Мягкая И.Н., Лазарева Е.В., Жмодик С.М.	
Аккумуляция Au, Ag, Cu, Zn, Sb новообразованным природным органическим	
веществом из отходов обогащения сульфидных руд (на примере Комсомоль-	
ского хвостохранилища, Кемеровская область, Россия)	208
Свалова В.Б.	
Тектоника литосферных плит и плюм-тектоника альпийского пояса	
и Карибско-Мексиканского региона.	212
Сенцов А.А., Агибалов А.О., Балашов Г.Р.	
О возможности выделения зон возможных очагов высокомагнитудных земле-	
трясений морфометрическими методами с использованием инструментов	
нечеткой логики (на примере Большого Кавказа и Сахалина)	216
Сенцов А.А., Агибалов А.О., Балашов Г.Р.	
Унификация каталогов землетрясений на примере Фенноскандии и Алтае-	
Саянской области	218
Симакин А.Г., Девятова В.Н., Шапошникова О.Ю.	
Потеря воды расплавными включениями в кварце: экспериментальные	
оценки и связь с механическими напряжениями	222
Симакин А.Г., Девятова В.Н., Шапошникова О.Ю., Тютюнник О.А.	
Растворимость Pt и Pd в двухфазном маловодном флюиде состава	
NaCl–CO ₂ –CO–(H ₂ O) при низкой f O ₂ и высокой f Cl ₂ (T = 950 °C	
и Р = 200 МПа)	226
Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Семенова Д.В.	
Ассимиляция карбонатов базитовыми магмами: фассаитовые габбро	
Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье)	230
Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Максимов О.А., Кервинен А.В., Медведев П.В.	
Геодинамика ранней Земли: роль и место полосчатых железистых кварцитов	235
Сначёв А.В.	
Палладий-золото-редкометальная специализация углеродистых сланцев	
Южного Урала	239
Советов Ю.К.	
Осадочные системы и геодинамическая зональность: конгломераты на ранне-	
неопротерозойской активной континентальной окраине Таримского типа	243
Соктоев Б.Р.	
Антропогенные карбонаты как индикаторная среда в эколого-геохимических	
исследованиях	247

Степанов А.С., Аминов Дж., Карманов Н.С. Происхождение существенно флюоритовых пород в результате кристаллизации флюоридно-карбонатной магм: геологические и петрохимические данные	251
Страховенко В.Д., Малов В.И., Субетт Д.А., Белкина Н.А., Потахин М.С. Роль микробиологических процессов в концентрировании редких элементов при разрушении шунгитовых пород в районах их выхода на береговой линии Онежского озера	253
Стрельников А.А. Параметризация неизвестного палеоземлетрясения Джумгальской впадины, Центральный Тянь-Шань	257
Таловская А.В., Язиков Е.Г., Литау В.В., Новикова В.Д., Володина Д.А., Адильбаева Т.Е. Редкие элементы в снеговой пыли урбанизированных территорий (на примере юга Западной Сибири)	258
Таловская А.В., Осипова Н.А., Язиков Е.Г. Эколого-геохимическая характеристика города с размещением угледобывающих объектов по анализу редких элементов в уличной пыли (Кемеровская область)	262
Травин А.В., Буслов М.М. Термохронология Забайкалья на примере комплексов метаморфических ядер и Ангаро-Витимского гранитоидного батолита	270
Туркина О.М., Плюснин А.В., Донская Т.В., Афонин И.О., Санин С.С. Гнейсы и гранитоиды фундамента непско-ботуобинской антеклизы: ограничения на распространене архейской и палеопротерозойской коры в зоне сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна (юг Сибирского кратона).	271
Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Ащепков И.В., Бадмажапов Б.Б. Коровые ксенолиты в кайнозойских щелочных базальтах – ключ к реконструкции условий формирования Ангаро-Витимского гранитоидного батолита.	274
Чжан Я., Кропачева М.Ю. Адаптация SET (Sequential Elution Technique) для задач мониторинга геохимического фона	278
Шавекина А.Ш., Калинин Ю.А., Кужугет Р.В., Бунина В.Н. Формы нахождения Аu и Ag в окисленных рудах месторождения Кызык- Чадр (жила №1, Республика Тыва)	281
Юричев А.Н. Лаурит и его мышьяковистая разновидность из хромититов Войкаро- Сыньинского массива (Полярный Урал)	285

Научное издание

ДОБРЕЦОВСКИЕ ЧТЕНИЯ: НАУКА ИЗ ПЕРВЫХ РУК

Материалы Второй Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающегося ученого и организатора науки академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова 18–26 июля 2024 г., Новосибирск – Горный Алтай, Россия

Минимальные системные требования:
Тип компьютера, процессор, сопроцессор Pentium 4
Оперативная память (RAM) Мб
Необходимо на винчестере 10 Гб
Операционные системы Windows XP
Дополнительные программные средства Adobe Acrobat 7.0

Сибирское отделение РАН 630090, просп. Акад. Лаврентьева, 17

