Министерство науки и высшего образования РФ Российская академия наук Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН Институт минералогии Южно-Уральский государственный университет

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ-2021 СИНГЕНЕЗ, ЭПИГЕНЕЗ, ГИПЕРГЕНЕЗ

Материалы Двадцать седьмой научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова

METALLOGENY OF ANCIENT AND MODERN OCEANS-2021 SYNGENESIS, EPIGENESIS, SUPERGENESIS

Proceedings of the Professor V.V. Zaykov XXVIIth Scientific Youth School

> Миасс 2021

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Научное издание. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021. 199 с.

ISSN 2782-2052

В сборник вошли материалы XXVII научной молодежной школы им. проф. В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез» (26–30 апреля 2021 г.). В первой части сборника рассмотрены общие вопросы геологии и металлогении палеоокеанических комплексов. Следующие три части посвящены месторождениям черных, редких, редкоземельных, цветных и благородных металлов Российской Федерации, а также Казахстана, Турции и Атлантического океана. В отдельную главу выделены результаты исследований осадочных, вулканогенных и метаморфических комплексов различных областей. В последней части приводятся результаты работ, связанные с нерудными полезными ископаемыми, а также актуальными геолого-минералогическими и геохимическими исследованиями.

Проведение Школы осуществлено при поддержке Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН.

Илл. 63. Табл. 25.

Ответственные редакторы: член-корр. РАН В.В. Масленников, к.г.-м.н. И.Ю. Мелекесцева

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Н.Р. Аюпова, к.г.-м.н. К.А. Новоселов, к.г.-м.н. Н.П. Сафина, к.г.-м.н. Г.А. Третьяков, к.г.-м.н. К.А. Филиппова

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans-2021. Syngenesis, epigenesis, supergenesis. Scientific edition. – Miass: SU FRS MG UB RAS, 2021. 199 p.

ISSN 2782-2052

Proceedings of the Prof. V.V. Zaykov XXVIIth Scientific Youth School "Metallogeny of ancient and modern oceans–2021. Syngenesis, epigenesis, supergenesis" (April 26–30, 2021) include abstracts devoted to the geology, geodynamics, metallogeny, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleooceanic structures. Special chapters consider the results of study of ferrous, REE, base, and precious metal deposits of the Russian Federation, Kazakhstan, Turkey and Atlantic Ocean. The chapters on nonmetallic deposits and topical geological and mineralogical issues include the results of study of minerals and sedimentary, volcanic and metamorphic complexes.

The holding of the School is supported by the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS.

Figures 63. Tables 25.

Editors-in-Chief: Corresponding Member of RAS V.V. Maslennikov, I.Yu. Melekestseva

Editorial board: N.R. Ayupova, K.A. Novoselov, N.P. Safina, G.A. Tretyakov, K.A. Filippova В сборнике опубликованы материалы XXVII научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез». Школа проводилась ежегодно с 1995 г. Институтом минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМин УрО РАН) и Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе). С 2019 г. школа проводится Южно-Уральским федеральным научным центром минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН).

Цель Школы – знакомство студентов и аспирантов с современными принципами металлогенического анализа разновозрастных структур океанического происхождения, достижениями морской и континентальной геологии и геологоразведочного дела. Школа предназначена для координации и повышения эффективности многоуровневой подготовки научных специалистов в области полезных ископаемых из различных вузов и научных организаций геологического профиля России и зарубежных стран. Главной социальной задачей Школы является формирование творческих связей состоявшихся и будущих молодых специалистов и привлечение в науку талантливой молодежи.

За 1995–2020 гг. в Школе участвовало более 1160 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского) и Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А.П. Лисицын и В.А. Коротеев, член-корреспонденты РАН В.Н. Анфилогов, В.Н. Пучков, Е.В. Скляров, академики РАЕН Е.К. Мархинин и Ю.А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессора С. Скотт (Канада, Университет Торонто), А. Малахов (США, Университет Гонолулу), Р. Китагава (Япония, Университет Хиросимы), Ф. Баррига (Португалия, Лиссабонский университет), П. Герциг (Германия, Фрайбергская горная академия), П. Нимис (Университет г. Падуя, Италия), Ж.-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция).

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Каждый выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов разнообразной тематики: от глобальных проблем тектоники, магмо- и рудообразования до тонких минералогических исследований с использованием современных методик и аппаратуры.

Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в сети Internet, что позволяет заочным участникам выступать в режиме онлайн, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях. В программу Школы входит полевая экскурсия на месторождения палеоокеанических структур Южного Урала. Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского государственного заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений мира. По решению Школы-2015, на заседаниях предоставлена возможность расширенных выступлений по темам работ на соискание ученых степеней кандидата и доктора геолого-минералогических наук с соответствующим регламентом докладов.

ЧАСТЬ 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В.В. Масленников

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Muacc maslennikov@mineralogy.ru

О возможной роли сипового биогальмиролиза в формировании субмаринных месторождений

Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых (МПИ) образует вполне логично построенный эндогенно-экзогенный ряд [Смирнов, 1976]. Однако, казалось бы, устоявшаяся классификация МПИ осложняется дискуссионными и даже взаимоисключающими гипотезами. Многие гипотезы кардинальным образом меняют генетическую классификацию, разрушая ее основы. Вместе с тем, именно генетические классификации и сопутствующие им новые гипотезы, которые, на первый взгляд, выглядят несуразными, определяют развитие науки. Гипотеза – это научное предположение или допущение, истинное значение которого еще требует доказательств. Выдвижением и обоснованием гипотез выстраивается система, позволяющая авторам хотя бы попытаться решить поставленные генетическую классификацию МПИ с позиции глобального процесса взаимодействия гидросферы и литосферы. Одним из вариантов такого взаимодействия является гальмиролиз.

Гальмиролиз, или «подводное выветривание» – это совокупность процессов механического, химического и биохимического преобразования осадков на поверхности дна при взаимодействии их с морской водой («гали» – море, «мирос» – мазь, «лизис» – распад) [Hümmel, 1922]. Обычно считается, что гальмиролиз протекает во взвеси и на поверхности осадка. Однако многие исследователи вполне правомерно полагают, что гальмиролиз протекает и ниже поверхности осадка в зоне влияния морских вод [Fairbrigde, 1983]. Следует заметить, что гальмиролиз – это процесс самого раннего диагенеза осадков, которые могут быть переотложены после его проявления, поэтому некоторые исследователи исключают гальмиролиз из процессов диагенеза.

Исходно считалось, что гальмиролиз находит свое отражение при очень низких скоростях осадконакопления, поскольку сами химические реакции имеют низкую скорость протекания. Впоследствии стало ясно, что процессы гальмиролиза значительно ускоряются, например, на гидротермальных полях, осадки которых содержат не только карбонаты и гиалокласты, но и органическое вещество и сульфиды, обладающие высокой реактивностью, особенно в осадочных смесях химически различных компонентов [Масленников, 1999]. Нам представляется, что интенсивность гальмиролиза должна возрастать и в зонах газовых просачиваний (зонах сипинга, или сипах) за счет взаимодействия газов с осадками, с одной стороны, и за счет участия более обильных, чем обычно, микроорганизмов.

Сиповый биогальмиролиз – новый термин, который предполагает участие в процессах гальмиролиза осадков микроорганизмов, процветающих в зонах газового просачивания (сипах). Важным фактором появления этого процесса является состав восстановленных газов (H₂, CH₄, H₂S), которые локализуются, в основном, в вулканогенных и рифтогенных структурах морей и океанов. Сипы обеспечивают жизнедеятельность бактерий, основанную на хемосинтезе органических соединений, за счет поступления энергии при окислении газов [Москалев, 2002]. При исчезновении газовых струй или при их колебаниях лиохемотрофы переключаются на потребление энергии окисления FeII силикатов, карбонатов и сульфидов, возникших на начальной стадии сипинга.

Признаки гальмиролиза угадываются при изучении металлоносных отложений, образующих ареалы вокруг сульфидных залежей колчеданных месторождений в условиях известного пригидротермального диффузного просачивания газов (H₂S, CH₄, H₂). Среди гематитсодержащих гальмиролититов выделены госсаниты, джаспериты, умбриты и яшмы, содержащие многочисленные реликты и продукты преобразования гиалокластов нитчатыми бактериями [Масленников, 1991, 1999; Maslennikov et al., 2012]. Нередко карбонаты, присутствующие в этих породах, показывают обогащение легким изотопом углерода по сравнению с углеродом известняков [Масленников, 1999]. Модели гальмиролиза гиалокластитов и формирования гематит-кварцевых джасперитов включают смектитизацию вулканического стекла, появление FeII смектитов на первоначальной стадии, последующее окисление FeII до FeIII, вынос AllII и других элементов-гидролизатов (Ti, Sc, U, P, P3Э) при последовательном формировании ферринонтронитов, гизингеритов, и, наконец, ферригидритов с опалом или гематита с кварцем [Maslennikov et al., 2012]. Все это невозможно без участия не только морской воды, но и исходных восстановленных газов и/или органических веществ и, наконец, бактерий, активизирующих гальмиролиз. Предполагается, что гальмиролиз на конечной стадии проходит в окислительных и щелочных условиях, что обеспечивает железонакопление, нередко сопряженное с накоплением Mn (умбриты). При формировании хлорит-гематитовых госсанитов окисление пирита, напротив, обеспечивает кислые восстановительные условия гальмиролиза, препятствующие выносу элементов-гидролизатов.

Яшмы также несут признаки гальмиролиза тонкого гиалокластического материала. Гальмиролитическая модель их формирования согласуется с прежней гипотезой Л.С. Либровича [1936], который, в отличие от многочисленных сторонников гидротермально-осадочной модели, считал яшмы продуктами подводного преобразования пирокластических пеплов. Для южноуральских яшм Л.С. Либрович [1936] принимал гипотезу гальмиролиза. Он считал, что в основной своей массе яшмы возникли, по-видимому, в результате воздействия морской воды на подводные выбросы пепла и остывающие лавовые потоки. Следует заметить, что, также как и при формировании джасперитов, госсанитов и умбритов, яшмы испытали две стадии гальмиролиза – восстановительную и окислительную. Признаки двустадийного гальмиролиза особенно хорошо сохраняются в региональных яшмах, содержащих реликтовые пятна фтанитов. Еще одним признаком бактериальной деятельности могли бы считаться колломорфные и оолитовые структуры яшм, напоминающие бактериальные обрастания (Давлетовское и Кураминское месторождения). Следует заметить, что при метаморфизме красные гематитсодержащие гальмиролититы превращаются в черные спекулярит- и магнетитсодержащие породы.

Джасперит-марганцевые и марганец-яшмовые месторождения вулканогенной ассоциации, так же как и околорудные джаспериты и умбриты колчеданных месторождений, могут быть продуктами сипового биогальмиролиза гиалокластитов. На это указывают многочисленные реликты гиалокластов, биоморфные и бактериоморфные структуры в джасперитах и такие косвенные признаки, как изотопный состав углерода. Карбонаты джасперитов марганцевых месторождений характеризуются еще более легким изотопным составом углерода, чем их аналоги в колчеданоносных горизонтах [Кулешов, Брусницын, 2005]. К сожалению, в джасперитах марганцевых месторождений Урала и других аналогичных регионов гидротермальные трубы курилыщиков пока не обнаружены. Скорее всего, биогальмиролиз был вызван диффузными просачиваниями восстановленных газов, таких как CH₄ и H₂, в поствулканический период (бугулугырский горизонт на Южном Урале). Современные железомарганцевые конкреции – другой продукт биогальмиролиза. Однако о сипах на участках их развития ничего не известно.

Многочисленные варианты моделей формирования целой группы слоистых железорудных месторождений без учета гальмиролиза выглядят проблематичными. Железорудные месторождения несут черты как гидротермально-метасоматического, так и осадочного происхождения. Большинство этих месторождений ассоциирует с субмаринными карбонатно-вулканогенными комплексами и поэтому, особенно в последнее время, считаются гидротермально-осадочными. К этим месторождениям, прежде всего, относятся месторождения-гиганты железистых кварцитов, формировавшиеся в докембрийских внутриконтинентальных рифтах синхронно с базальтовым вулканизмом и накоплением гиалокластитовых тефротурбидитов. В мире распространены как их метаморфизованные кварц-магнетитовые (КМА, Кривой рог), так и неметаморфизованные кварц-гематитовые аналоги (КМА в РФ, Винсдор в Австралии). Железорудные слои чаще всего чередуются с яшмами и преобразованными гиалокластитами. Несмотря на метаморфизм, в рудах угадываются реликты бактерий [Koehler et al., 2010]. В неметаморфизованных кварц-гематитовых рудах провинции Винсдор распространены многочисленные оолиты, напоминающие бактериальные обрастания обломков пород.

Не менее привлекательной выглядит адаптация модели сипового биогальмиролиза применительно к стратиформным железорудным месторождениям, локализующимся в карбонатно-андезибазальтовых комплексах коллизионных рифтов. Такие магнетитовые месторождения, относимые к скарновым, нередко не содержат скарнов. Находки реликтов гиалокластов и тонкодисперсного гематита в магнетитовых слоях таких руд могут быть признаком гальмиролиза гиалокластитов и железонакопления [Aupova et al., 2020]. Оруденелые бактерии в таких рудах пока не обнаружены. Однако само по себе соседство с микритовыми известняками, которые, судя по карбонатным литофациям, являлись глубоководными бактериальными банками и/или продуктами их переотложения турбидными потоками, наводит на мысль о формировании их на участках сипинга газов (H₂), как это наблюдается, например, в долине рифта Рейкъянес (Срединно-Атлантический хребет).

Особенно интересно «примерить» модель сипового биогальмиролиза к «осадочным» месторождениям, сложенным неметаморфизованными оолитовыми железными рудами. Это месторождения восточной окраины Западно-Сибирского моря (Бакчарская группа), Керченского полуострова, Лотарингии и др. В ядрах некоторых оолитов угадываются глауконит, хлорит, реликты обломков пород, полевого шпата и кварца. Глауконит – индикатор гальмиролиза вулканокластического материала [Hümmel, 1922]. Хлорит также может быть продуктом гальмиролиза гиалокластического материала [Масленников, 1999]. Однако о вулканической деятельности в этот период (верхний мел-палеоген) в публикациях не упоминается. Не исключено, что гальмиролиз воздействовал на железосодержащие терригенные отложения, часть из которых могла быть продуктом размыва вулканических областей (например, трапповых). Оболочка оолитов вполне может соответствовать бактериальным обрастаниям, поскольку в рудах присутствует органическое вещество, и руды обогащены такими органофильными элементами, как P (до 6.71 %) и V (до 0.56 %). Интересно, что формирование таких железных руд, например, Западно-Сибирского бассейна, связывают с гидротермальной деятельностью [Асочакова, Бухарова, 2013]. Хотя признаки гидротермальных построек не обнаружены, их место могли занимать газовые сипы. В руде среди железистого карбоната (сидерита) обнаружены включения пузырьков метана. Подобное «заточение» пузырьков возможно, если через осадок проходили вверх диффундирующие потоки метана, вырывавшиеся из недр. С этими же просачиваниями связывают появление грейгита и пирротина [Рудмин и др., 2017]. Все эти признаки не противоречат возможной роли сипового биогальмиролиза обломочных отложений в железонакоплении.

Еще более смелой могла бы быть гальмиролитическая модель формирования бокситов, сопряженных с субмаринными карбонатными и андезибазальтовыми отложениями. Бокситы могут быть следствием гальмиролиза гиалокластитов и соответствующего железонакопления. Процесс формирования гальмиролитических железных руд сопровождается выносом элементов гидролизатов (Al, Ti, P3Э), которые характерны для бокситов. Именно этим процессом может быть объяснена нередкая ассоциация железорудных и бокситовых месторождений. В оолитах бокситового состава присутствуют гиалокласты. Тонкослоистое строение оболочки оолитов напоминает бактериальные обрастания. В бокситах обнаружены многочисленные микроорганизмы (фрагменты нитчатых и коккоидных бактерий, трихомов цианобактерий, гифов микрогрибов) и продукты их жизнедеятельности (гликокаликс и биопленки). Микроорганизмы выполняли деструктивную функцию, выраженную в разрушении минералов материнских пород, а также выступали в роли накопителя бокситового вещества (например, [Овчинникова, 2019]).

Существующие в настоящее время модели формирования фосфоритов противоречивы, и поэтому вызывают одновременное противостояние нескольких гипотез. Нами при изучении минералогии и геохимии рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов Ново-Сибайского месторождения в кровле слоя гиалокластитовых тефродурбидитов обнаружены алевропелиты, обогащенные фторапатитом (Р,О, до 10 %) и РЗЭ [Масленников, 1991]. Частично растворенные гиалокласты в тефротурбидитах содержали хлоритовые колломорфные бактериальные обрастания. В рудной залежи нами обнаружены пиритовые биогермы, содержащие кроме двустворчатых моллюсков аналоги вестиментифер и альвиннелид – современных организмов, жизнедеятельность которых обеспечивается бактериальным хемосинтезом. Мы предполагаем, что пригидротермальный биогальмиролиз гиалокластитов сопровождался накоплением фосфора и РЗЭ в условиях высокой активности бактерий, потребляющих не только H₂S, но и FeII для получения энергии хемосинтеза. Эта же гипотеза могла быть интегрирована в учение о полезных ископаемых применительно к фосфоритам вместо противоречивых моделей апвеллинга и модели «планктонного дождя». Подвергнутые гальмиролизу обломки пород, содержащие магматический апатит, могли бы служить источником фосфора, необходимого для бактериальных матов, формирующихся на сипах. Бактерии, потребляющие фосфор, делали бы гальмиролиз более эффективным. Бактериальные маты могли бы быть источником фосфоритов. Таким образом, сиповый биогальмиролиз принципиально мог бы быть процессом формирования месторождений фосфоритов.

Казалось бы, аномальной выглядит минералого-геохимическая модель сипового гальмиролиза и формирования пиритоносных нефтяных сланцев – источников нефти [Ivanov et al., 2020]. Однако и эта модель содержит аргументы в свою пользу. Модель предложена для верхнеюрской баженовской свиты, сформировавшейся в субоксических условиях Западно-Сибирского моря. С ней также связаны главные перспективы сланцевой нефти в нашей стране. По высоким содержаниям металлов пирит является индикатором высокометаллоносных битуминозных отложений, которые в других регионах обычно ассоциируют с газовыми и нефтяными месторождениями. Предполагается, что формирование баженовской свиты происходило при участии сипов и бактериального хемосинтеза в зонах сероводородно-метанового просачивания. Смешение бактериальных и терригенных отложений обеспечивало появление сипового биогальмиролиза, который приводил к выносу Fe и Ba из терригенных осадков на начальной стадии и отложению барита и пирита. Часть бактериальных матов и микробиоты в условиях диагенеза замещалась ламинарным и фрамбоидальным пиритом, а также эвгедральным пиритом и даже пирротином, как это наблюдается на Бакчарском месторождении.

В целом, предложенная гипотеза влияния сипового гальмиролиза на формирование железорудных, марганцеворудных, бокситовых, фосфоритовых и нефтяных месторождений могла бы быть дополнена и другими полезными ископаемыми. Среди них, например, нефтеносные титановые руды Ярегского месторождения, цеолититы, аномальные участки накопления РЗЭ на дне современных океанов, накопление исходного золота и редких металлов в органогенных илах, после метаморфизма которых формируются золоторудные, серебряные, редкоземельные, ванадиевые, вольфрамовые и урановые месторождения. Однако осмысление моделей формирования этих месторождений с позиции гипотезы сипового биогальмиролиза еще впереди.

Исследования выполнялись в рамках государственной бюджетной темы ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (№ АААА-А19-119061790049-3).

Литература

Асочакова Е.М., Бухарова О.В. Микровключения в оолитовых железных рудах Бакчарского месторождения (Западная Сибирь) // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 369. С. 168–172.

Кулешов В.Н., Брусницын А.И. Изотопный состав (δ¹³С, δ¹⁸О) и происхождение карбонатов из марганцевых месторождений Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 4. С. 416–429.

Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Л.-М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 208 с.

Масленников В.В. Литологический контроль медноколчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. 139 с.

Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Москалев Л.И. Открытие и исследование гидротерм и холодных высачиваний сероводорода и метана на дне Мирового океана // Биология гидротермальных систем Мирового океана. М.: КМК, 2002. С. 25–58.

Овчинникова М.Ю. Ископаемые микроорганизмы и следы их жизнедеятельности в бокситах КМА // Вестник ВГУ. Серия геология. 2019. № 2. С. 141–145.

Рудмин М.А., Мазуров А.К., Рубан А.С., Усольцев Д.Г. Условия формирования пирротина и грейгита в породах Бакчарского месторождения, Западная Сибирь // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 4. С. 94–107.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е, перераб. и доп. М.: Недра, 1976. 688 с.

Ayupova N.R., Novoselov K.A., Maslennikov V.V., Melekestseva I.Yu., Artemyev D.A., Hollis S.P., Tessalina S.G. The formation of magnetite ores of the Glubochenskoe deposit, Turgai iron belt, Russia: new structural, mineralogical, geochemical, and isotopic constraints // Mineralium Deposita, 2020. Vol. 56. P. 103–123.

Fairbridge R.W. Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis: phase of lithogenesis. In: Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, Larsen G., Chilingar G.V., Eds., Elsevier, Amsterdam, London, New York, 1983. Part 2. P. 17–114

Hummel K. Die Enstehung eisenreicher Gestein durch Halmyrolyse (=submarine Gesteinszersetzung) // Geologische Rundschau, 1922. № 13. S. 40–81, 97–136

Ivanov K.S., Maslennikov V.V., Artemyev D.A., Tseluiko A.S. Highly metalliferous potential of framboidal and nodular pyrite varieties from the oil-bearing Jurassic Bazhenov Formation, Western Siberia // Minerals. 2020. 10. #449.

Koehler I., Konhauser K., Kappler A. Role of microorganisms in banded iron, geomicrobiology // Molecular and Environmental Perspective, Chapter 14. Springer Science+Business Media B.V. 2010. P. 309–321.

Maslennikov V.V., Aupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. Ferruginous and manganiferrous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // Ore Geology Reviews. 2012. Vol. 47. P. 5–41.

О результатах разработки моделей рудно-магматических систем девонских колчеданоносных вулканических комплексов Магнитогорской островодужной мегазоны, Южный Урал

По результатам исследования колчеданоносных комплексов Магнитогорской мегазоны и интерпретации материалов с позиций тектоники плит нами [Косарев и др., 2014а; Серавкин и др., 2017] выделено шесть геодинамических типов колчеданных месторождений и вмещающих их колчеданоносных комплексов.

1. Ивановский тип, который формировался в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны (зоны Главного Уральского разлома (ГУР)) в раннем девоне на островодужном склоне глубоководного желоба, в области накопления эдафогенных серпентинитокластовых брекчий и проявлений толеит-бонинит-риодацитового вулканизма, наиболее детально изученных на Ишкининском, Ивановском и Дергамышском рудных полях [Jonas, 2004; Зайков и др., 2009]. Толща эдафогенных брекчий серпентинитов иногда имеет стратиграфический контакт с массивными серпентинизированными ультрабазитами и часто сочетается с вмещающими брекчиями габброидов, диоритов и кремнисто-обломочных пород, также принадлежащих к генетическому типу эдафогенных брекчий. Иногда брекчии переходят в конглобрекчии, гравелиты и песчаники. По простиранию вдоль зоны ГУР толща эдафогенных брекчий прослежена нами более чем на 400 км от западной окраины г. Орска и Ишкининского рудного поля до южной окраины д. Вознесенка в Учалинском рудном районе и далее на север. На рудных полях с Со-Си колчеданным оруденением формируются массивные руды. С юга на север масштаб вулканизма и рудообразования уменьшается, исчезают кислые породы. В Учалинском районе колчеданные руды ассоциируют с более ранним (?) Аи-Си порфировым оруденением с возрастом ранних габбро-диоритовых интрузий 418-412 млн лет по цирконовому и Sm-Nd методам [Косарев и др., 2014б].

2. Модель фронтальной надсубдукционной зоны (D_1e_2) , включающей бурибайский вулканический комплекс позднеэмсского возраста с Бурибайским (средним) и Юбилейным (крупным) колчеданными месторождениями (Cu>Zn) и верхнетаналыкский комплекс также позднеэмсского возраста, перекрывающий бурибайский и слагающий Тубинско-Гайский колчеданоносный пояс, включающий Баймакский рудный район, Макан-Октябрьское и Гайское рудные поля. В Баймакском районе, где проявилось оруденение золото-колчеданно-полиметаллического типа, характерно обилие полифациальных кислых пород. В Макан-Октябрьском и Гайском районах руды имеют состав Cu>Zn, в глубинном разрезе повышены мощности базитовой коры, коромантийного слоя, минимален «гранитный» слой. В Баймакском и Гайском районе разрез колчеданоносной формации сложен вулканитами базальт-андезит-риодацитового состава известково-щелочной магнезиальной серии. На Макан-Октябрьском и Гайском рудных полях последовательно нарастают объемы толеитовых островодужных магнезиальных базальтов [Никешин, 1986]. Таким образом, составы и объемы вулканических пород коррелируют с составом руд колчеданных месторождений и глубинным строением.

3. Модель развитой надсубдукционной зоны $(D_2 ef_1 ir_{1,4})$ разработана на материалах по Подольскому колчеданному рудному полю на площади Южно-Ирендыкской подзоны. На Подольском рудном поле расположены Подольское крупное (Cu>Zn), Северо-Подольское среднее барит-полиметаллическое месторождения и ряд

рудопроявлений с оруденением серноколчеданного типа, Cu>Zn и Zn>Cu. На рудном поле в пределах Подольского вулкана присутствуют гибридные кварцсодержащие андезиты и андезибазальты и кислые породы, слагающие экструзивные купола и толщи (ir_{1,3}), надрудные островодужные толеитовые базальты.

Анализ имеющихся материалов позволяет сделать вывод, что начальные этапы рудоотложения имели серноколчеданную и медную специфику, эволюционировавшую в медноцинковую минерализацию; позднее оруденение в кислых породах обладает цинковой специализацией, что свидетельствует об автономности источников с Cu>Zn и цинковой (Zn>>Cu) минерализацией. Первая из них связана с зонами магмообразования мантийного клина, вторая могла получить автономный статус в зоне выплавления кислых магм из амфиболизированных базитов нижней коры [Ходоревская, 2017].

4. Модель тыловой надсубдукционной зоны. В Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) фрагмент рудно-магматической системы представлен Восточно-Подольским рудным полем, где развита трахидацитовая пятая толща ирендыкской свиты (ir₅) с Восточно-Подольским барит-полиметаллическим месторождением. В Восточно-Магнитогорской зоне (ВМЗ) в состав тыловой островной дуги входят рудные поля барит-полиметаллических месторождений Джусинского и Барсучий Лог.

Восточно-Подольское месторождение (ЗМЗ) располагается в 6 км к северо-востоку от Подольского колчеданного месторождения (Cu>Zn) в пределах Кизило-Уртазымской зоны. Ирендыкская и Кизило-Уртазымская зоны отделены друг от друга Султангузинским разломом крутого восточного падения (скв. П-12), который фиксируется мощной зоной серициткварцевых метасоматитов и представляет собой фрагмент Восточно-Ирендыкского разлома. Барит-полиметаллические месторождения Восточно-Подольское, Джусинское и Барсучий Лог по составу руд близки колчеданным месторождениям Рудного Алтая. Тыловая островная дуга в современных островодужных системах смещена по отношению к фронтальной дуге в сторону падения зоны субдукции. Исследователи островных дуг считают, что существуют два уровня дегидратации водосодержащих минералов в погружающейся субдукционной плите [Авдейко и др., 2006]. В тыловой зоне, где субдукционная плита достигает глубин 150-200 км, дегидратации подвергаются клинохлор, тальк, форстерит, серпентин, и происходит процесс эклогитизации базитов, в связи с чем возрастает плотность пород субдукционной плиты. На глубинных разрезах, на границе развитой и тыловой островных дуг, по данным томографии, наблюдаются излом плиты и дальнейшее более крутое погружение ее в мантию. В нашем случае Султангузинский разлом может быть одной из ветвей разрывного нарушения, связанного генетически с изломом субдукционной плиты. Если это так, то внутридуговая спрединговая карамалыташская зона заложилась не случайно, а возможно, в связи с изломом, а затем с разрывом субдукционной плиты. В северной части Джусинско-Зингейской зоны ВМЗ получил развитие одновозрастный с джусинским комплексом нижнезингейский комплекс (безрудный) известково-щелочной серии, сходный по составу с вулканитами Северо-Ирендыкской подзоны. Глубокое погружение субдукционной плиты и эклогитизация слагающих ее пород создают условия для разрушения решеток темноцветных и рудных минералов и для подвижного поведения Zn, Pb и Ba, определяющих тип оруденения.

5. Домбаровский задуговый бассейн образовался в тыловой зоне фронтальной дуги в раннедевонское (раннеэмсское) время. Вулканогенные породы, развитые в этом бассейне, представлены двумя комплексами. Джаилганский комплекс высокотитанистых трахибазальтов входит в состав тюлькубайской толщи и протягивается на север около 100 км до пос. Требиятского в верховьях р. Гумбейки. Этот комплекс датируется ранним эмсом. Киембаевский комплекс субокеанических толеитовых базальтов вмещает рудные тела средних колчеданных месторождений (Летнего, Осеннего), датирован поздним эмсом (D₁e₂) по конодонтам из перекрывающих яшмоидов. Базальты киембаевского комплекса близки N-MORB [Вулканизм..., 1992]. От океанических базальтов срединно-океанических хребтов они отличаются повышенными концентрациями элементов КИР, пониженными – ВЗЭ (Nb, Zr) и более низкими значениями отношений Ni/Co. Совокупность геохимических материалов позволяет классифицировать базальты киембаевского комплекса как толеитовые, близкие к N-MORB, обладающие островодужным уклоном. Последнее связано с участием в петрогенезе субдукционных флюидов, обогащенных элементами КИР. В рудах Домбаровских месторождений установлены повышенные концентрации Ni и Co.

6. Карамалыташско-Шуулдакская зона внутридугового спрединга возникла в результате расщепления Ирендыкско-Джусинской островной дуги в позднеэйфельское время. Эта зона прослеживается от района г. Карабаш на севере до урочища Шуулдак в Мугоджарах на юге (всего около 700 км). Карамалыташский комплекс и его аналоги представлены разрезами трех главных типов: 1 – базальт-риолитовым, продуктивным на колчеданное оруденение (Zn>Cu), 2 – базальт-андезит-риолитовым, характерным для вмещающих оруденение с полиметаллическим уклоном, и 3 – базальтовым безрудным.

В колчеданоносных комплексах (Сибай–Учалы) преобладают подушечные базальты островодужной толеитовой серии. На рудных полях эти базальты представлены нормальнощелочными натриевыми низко-титанистыми, умеренно-магнезиальными разновидностями, по соотношениям FeO_{tot} c MgO в них обнаруживается тренд накопления железа, характерный для толеитовых петрогенетических серий. Полиметаллический уклон в колчеданных рудах обнаружен на месторождениях Верхнеуральского и Александринского рудных районов. Колчеданоносные комплексы названных районов в рамках надсубдукционной системы занимают тыловодужные позиции, заметно различающиеся между собой. В Александринском рудном районе колчеданное оруденение (Cu-Zn-Pb) завершает первый цикл вулканизма, базальты – андезиты – риодациты. В разрезах подрудных толщ присутствуют также умеренно-щелочные базальты, количество которых возрастает в восточных разрезах (Фестивальный участок) в направлении погружения субдукционной плиты.

В Верхнеуральском рудном районе стратиграфический уровень колчеданного оруденения более высокий (km₄–ul₁¹), чем на Учалинском (km₂) и Александринском рудных полях. Кроме того, в Верхнеуральском рудном районе омоложение стратиграфического уровня колчеданного оруденения произошло в направлении с юго-востока (Молодежное месторождение) на северо-запад (Узельгинское, Западно-Озерное месторождения). Сложившуюся геодинамическую обстановку мы связываем с «откатом» субдукционной плиты в направлении, обратном по отношению к главному погружению зоны субдукции в Магнитогорской зоне [Косарев и др., 2006].

В безрудных зонах наблюдается уменьшение мощностей карамалыташской свиты вплоть до исчезновения эффузивных базальтов и полного замещения вулканогенного разреза на вулканогенно-осадочный (яшмы ярлыкаповской свиты). Базальты безрудных зон представлены двумя типами: 1) умеренно-титанистыми (TiO₂ 1.2–2.8 мас. %) умеренно-щелочными и толеитовыми (Юлдашевская зона) и 2) низко-титанистыми умеренно-щелочными со слегка повышенным TiO₂ (0.6–0.9 мас. %) и повышенными концентрациями элементов КИР (Савельевско-Калиновская зона).

Таким образом, материалы по геодинамическим реконструкциям (с учетом наличия в Магнитогорской мегазоне субширотных «цепочек» надсубдукционных вулканических комплексов и колчеданных месторождений), а также сведения о глубинном строении региона позволяют сделать вывод о контроле вулканизма и оруденения рудно-магматической системой (PMC) с погружающейся на восток субдукционной плитой. Эта РМС продуцировала субдукционные флюиды, способствовала образованию магматических очагов и формированию поднимающегося к поверхности морского дна мантийного диапира и, в конечном счете, образованию вулканических сооружений и отложению колчеданных руд.

Работа выполнена в соответствии с госзаданием № 0246-2019-0078 «Геодинамика и металлогения меди и золота зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале».

Литература

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.

Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А. и др. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонскораннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.

Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014а. № 2. С. 3–25.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Серавкин И.Б., Холоднов В.В., Грабежев А.И. Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного уральского разлома на Южном Урале // Доклады Академии наук. 2014б. Т. 459. № 1. С. 62–66.

Никешин Ю.В. Палеовулканические структуры и условия локализации колчеданного оруденения Гайского рудного поля (Южный Урал). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1986. 24 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Пучков В.Н. Геодинамические условия формирования колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны Южного Урала и критерии их поисков // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 3. С. 220–237.

Ходоревская Л.И. Влияние флюидального режима на плавление пород океанической коры (экспериментальные данные) при 900–1000 °C, 5–10 кбар // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 328–329.

Jonas P. Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals) // Geowissenschaften, Freiberg, 2004. 123 p.

В.И. Сначев Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа SAVant@inbox.ru

Геодинамические условия формирования Восточно-Уральской мегазоны (Южный Урал)

В истории развития Восточно-Уральской мегазоны на Южном Урале можно выделить два крупных периода – верхнедокембрийский и палеозойский. В последнем из них, в свою очередь, установлено несколько стадий, каждая из которых обладает строго определенным набором магматических и рудных формаций.

Верхнедокембрийский период. В позднедокембрийское время Южный Урал представлял собой ослабленную зону в пределах единого Восточно-Европейско-Казахстанского палеоконтинента. Это была, вероятно, депрессионная структура с системой грабенов. Однако расположение последних было закономерно и фиксировалось локальными подъемами мантийного

вещества. Формирование рифейских, преимущественно, терригенных отложений на Восточно-Уральском и Зауральском поднятиях происходило в подобного рода локальных грабенах, заложенных на континентальной коре в результате нескольких циклов растяжения. На это указывают установленные здесь эффузивы основного состава, характерные для обстановок континентального рифтогенеза. Механизм этого процесса детально рассмотрен А.М. Дымкиным и В.М. Нечеухиным [1990], а также С.Н. Ивановым с соавторами [1986] на примере западного склона Южного Урала. Место заложения депрессионных структур связано с неоднородностью в строении палеократона, предопределенной предшествующим его развитием в раннем докембрии. Разломы, ограничивающие грабены, фиксировались телами гипербазитов и базитов, входящих в состав «рифтогенных офиолитов» [Иванов и др., 1986]. По-видимому, результатом двухстороннего сжатия, которому периодически подвергалось Восточно-Уральское поднятие по мере подъема мантийных диапиров на месте будущих Магнитогорской и Восточно-Уральской рифтовых систем, явилось плавление крупных масс пород и образование в верхнем рифее-венде цепочки мигматитовых куполов. В венде, подчеркивая континентальность, вырисовывается щелочной, пикритоидный уклон в развитии магматизма. Основу же разреза вендских отложений составляют различного рода песчаники, представляющие собой продукты размыва растущих гранитогнейсовых куполов [Сначев, 1993]. Признавая единство развития Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий в рифей-вендское время, следует признать и близость их исходной металлогении. Однако, в отличие от Центрально-Уральского, на Восточно-Уральском поднятии многократно проявились процессы гранитизации, метаморфизма, внесшие заметный вклад в перераспределение и локализацию ранее существующего, но рассеянного рудного вещества, в том числе в углеродистых отложениях [Рыкус и др., 2000; Сначев и др., 2008], а также в образование новых месторождений и проявлений, связанных со становлением интрузий и наложением палеозойских тектономагматических циклов. Высокая степень метаморфизма пород, насыщенность последних углеродом, находки мелких алмазов в отложениях ордовика и венда, наличие мигматитовых куполов делает Восточно-Уральское поднятие к тому же весьма перспективным на поиски алмазов метаморфогенного типа [Сначев, 1993]. Определенные перспективы связаны и с алмазами лампроитового типа, на что указывает направленность магматизма в вендское время.

Палеозойский период развития Восточно-Уральской мегазоны подразделяется на пять стадий: рифтогенную, островодужную, активной континентальной окраины, коллизионную и платформенной активизации.

Рифтогенная стадия (О-S) фиксируется заложением в ордовике субмеридиональной Восточно-Уральской рифтовой системы, являющейся составной частью южноуральской ветви рифтов, в состав которой входят также Кракинско-Медногорский, Магнитогорский, Октябрьско-Денисовский [Серавкин, 1986]. Сформировалась Восточно-Уральская рифтовая система на рифей-вендском основании, широко представленном на Восточно-Уральском и Зауральском поднятиях. Существование палеорифта подтверждается результатами анализа широтных сейсмических разрезов, показывающих куполообразное поднятие мантии и уменьшение мощности коры, плотностных характеристик в осевой части структуры, гравитационного и магнитного полей, распределение которых является типичным для континентальных палеорифтов, материалов глубокого бурения. Доказательства тому находятся и в петрогеохимических особенностях представленных здесь магматических пород, их латеральных соотношениях, специфическом наборе рудных формаций. Так, в ложе рифтовой долины, трассирующейся интрузиями базитов, ультрабазитов и небольших тел гранитоидов габброплагиогранитного ряда, изливались щелочные, субщелочные базальты, вулканиты бимодальной серии. В ее прибортовых частях накапливались терригенные породы, преимущественно аркозовые песчаники. Массивные сульфидные руды, имеющие полиметаллический уклон, и небольшие многочисленные проявления флюорита подчеркивают континентальность рифтогенного процесса [Митчелл, Гарсон, 1984].

Островодужная стадия (D₁₋₂) развития характеризуется сменой режима растяжения сжатием. В формационном отношении этот период фиксируется появлением пород извест-ково-щелочной петрологической серии. В пределах Восточно-Уральской рифтовой системы островодужная стадия проявилась, по-видимому, более или менее синхронно с Магнитогорской мегазоной, т. е. где-то на рубеже силура и девона, когда получила преобладающее развитие калинатровая островодужная базальт-андезибазальтовая формация [Серавкин, 1986]. Образование островодужных комплексов происходило параавтохтонным путем [Иванов и др., 1986] на подробленном и утоненном докембрийском основании, перекрытом ордовикскими и силурийскими породами. Металлогения этой стадии практически не изучена.

Стадия активной континентальной окраины (D₂-C₁) началась в позднем девоне, когда в соседней с запада Магнитогорской мегазоне происходило поглощение океанической коры. Восточно-Уральское поднятие выступало в качестве жесткой глыбы (микроконтинента) [Сначев, 1993]. В этом случае становится понятным и некоторое запаздывание проявлений андезитоидного магматизма в Восточно-Уральском палеорифте по отношению к смене режима растяжения обстановкой сжатия в Магнитогорской мегазоне [Серавкин, 1986]. Магматизм в пределах рассматриваемой территории проявился как в интрузивной, так и эффузивной фациях. Сюда относятся вулканиты известково-щелочной серии, а также гранитоиды натрового известково-щелочного ряда (габбро-диорит-плагиогранитная и тоналит-гранодиоритовая формации), образующие единый вулканоплутонический комплекс. Примечательно, что на западном фланге рифтовой системы (Восточно-Уральский прогиб) интрузии плагиогранитов и гранодиоритов образуют две субмеридиональные ветви. Гранитоиды восточной из них сложены более кислыми породами, чем западной. Кроме того, подобная закономерность наблюдается и в пределах каждой ветви при движении с юга на север. Объяснение этим фактам кроется в восточном падении зоны субдукции под Восточно-Уральской мегазоной и, соответственно, увеличении мощности континентальной коры в восточном направлении, а также замыкании палеорифтовой системы к северу в районе Челябинского массива. Магматические формации стадии активной континентальной окраины наиболее продуктивны в металлогеническом отношении. С ними связаны все известные здесь медно-порфировые, медно-скарновые, золоторудные, редкоземельные и редкометалльные объекты, в расположении которых наблюдается определенная закономерность. Так, на западном фланге (Восточно-Уральский прогиб) сконцентрированы медно-порфировые месторождения, на восточном (Новониколаевско-Тарутинское СФЗ) – медно-порфировые с наложенной скарновой минерализацией. Другая закономерность связана со сменой золотого оруденения редкометалльным и, далее, редкоземельным при движении к восточному флангу рифта [Язева, 1989].

Усилившееся горизонтальное напряжение, связанное с полным поглощением океанической коры в Магнитогорской мегазоне, привело к столкновению литосферных плит, началу горообразовательных процессов на Южном Урале, внедрению микроклиновых гранитов. В период *коллизионной стадии* (С₂–Р₁) формируются исключительно терригенные отложения, являющиеся продуктами размыва растущего горного массива. С микроклиновыми гранитами связаны проявления урана, в пегматитовых полях в их пределах известна редкоземельная тантало-ниобиевая минерализация.

Стадия платформенной активизации (P₂-T) связана с общепланетарным этапом растяжения земной коры. Тектономагматическая активизация нашла свое отражение в формировании Челябинского и Петровского грабенов, фиксирующих собой осевую часть палеорифтовой системы, появлении траппового магматизма, внедрении диабазовых даек [Сначев, 1993]. Механизм образования грабенов не совсем ясен. Можно лишь отметить их резкую асимметрию и наличие в осевой части серии тектонических чешуй, надвинутых навстречу друг другу. Новое понимание истории развития Восточно-Уральской мегазоны позволило пересмотреть перспективы осевой части Центрального палеорифта. В базит-ультрабазитовых комплексах, приуроченных к бортовым частям грабенов, возможно выявление титаномагнетитовых руд с платиновой минерализацией, хромитов, медноникелевых руд (рифтогенный этап) [Ковалев, Сначев, 1998]. Анализ геофизических материалов и шлиховые работы в центральной части палеорифта показали и ее высокую перспективность на поиски алмазов. В частности, здесь отмечены ряд изометричных аномалий в гравитационных и магнитных полях, находки незональных хромшпинелидов с высоким содержанием Cr_2O_3 (54–61 %), характерных для кимберлитов [Чвилева и др., 1988], а также розовых и малиновых цирконов, описанных ранее в качестве аллювиальных спутников уральских алмазов. Этапом платформенной активизации практически закончился длительный период формирования земной коры Восточно-Уральской мегазоны, и в дальнейшем она не испытала сколько-нибудь заметной перестройки.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

Литература

Дымкин А.М., Нечеухин В.М. Геологическое и металлогеническое развитие Урала // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М.: Наука, 1990. С. 5–16.

Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.И., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А.И., Краснобаев А.А. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.

Ковалев С.Г., Сначев В.И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). Уфа: УНЦ РАН, 1998. 104 с.

Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Сначев А.В. Золото в дислоцированных углеродистых толщах палеоконтинентального сектора Южного Урала // Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков. Уфа: Тау, 2000. С. 179–191.

Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 269 с.

Сначев В.И. Магматизм Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала и геодинамические условия ее формирования. Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. Москва, 1993. 42 с.

Сначев В.И., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Мосейчук В.М., Сначев А.В., Шиянова А.А., Рыкус М.В. Рудоносность конгломератов и углеродистых отложений северной части Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Труды Южно-Уральского государственного природного заповедника. Уфа: Принт, 2008. С. 198–209.

Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988. 504 с.

Язева Р.Г. Андезитовый магматизм Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. 32 с.

Д.Е. Савельев Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа savl71@mail.ru

Ультрамафитовые пояса Южного Урала: минералогия, геохимия, рудоносность

В геологическом строении складчатого пояса Южного Урала ультраосновные породы играют важную роль, а слагаемые ими массивы занимают площадь около 10000 км². Тела ультрамафитов образуют несколько параллельных субмеридиональных поясов (рис.). Крайнее западное положение занимает Медногорско-Кракинский пояс (пояс 1), а в районе Хабарнинского массива происходит его сочленение с Главным ультрамафитовым поясом Южного Урала (пояс 2). Он является наиболее протяженным, разделяет палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы и традиционно именуется зоной Главного Уральского разлома (ГУР). Следующий к востоку пояс ультрамафитов протягивается от широты г. Миасс до пос. Кацбахский на юге и часто называется Миасс-Куликовским (пояс 3). Далее следует Казбаевский пояс (пояс 4), восточнее которого ультрамафиты встречаются в Зауральский пояс (пояс 5). Кроме того, вне упомянутых выше поясов небольшие тела ультрамафитов встречаются внутри узких зон, сложенных метаморфическими комплексами: Уралтау, Уфалейским, Ильменогорско-Вишневогорским.

Ультрамафитовые массивы можно разделить на две большие группы по форме, размерам и составу пород. Первая включает в себя сильно вытянутые в меридиональном направлении узкие тела нацело серпентинизированных ультрамафитов, рассланцованных и милонитизированных, часто в них практически не обнаруживается реликтов первичных пород. Другую группу образуют менее распространенные крупные массивы, имеющие обычно изометричную или слегка удлиненную форму в плане, значительную вертикальную мощность (до 6–8 км), сложены они, как правило, частично серпентинизированными первичными ультрамафитами либо серпентинитами с псевдоморфной петельчатой структурой. Контакты массивов этого типа с вмещающими породами повсеместно тектонические и трассируются обычно узкими зонами рассланцованных серпентинитов.

Наиболее крупными массивами Южного Урала являются Крака (пояс 1), Кемпирсайский, Миндякский, Нуралинский, Калканский (пояс 2), Варшавский, Татищевский (пояс 4), Аккаргинский (пояс 5). Значительные объемы реликтовых первичных ультрамафитов встречаются только на массивах первых двух поясов; породы Варшавского и Татищевского массивов полностью переработаны в антигоритовые серпентиниты, а Аккаргинский массив полностью сложен лизардитовыми и хризотиловыми апоперидотитовыми серпентинитами с псевдоморфными структурами. Минералого-геохимическая зональность ультрамафитов различных поясов Южного Урала наиболее отчетливо выражается в трех показателях: 1) составе акцессорных хромшпинелидов первичных ультрамафитов, 2) содержании РЗЭ в породах и 3) интенсивности проявления метаморфических преобразований (типе и интенсивности серпентинизации).

По составу реликтовых акцессорных шпинелидов из перидотитов реститового комплекса устанавливается четкая зональность [Савельев, 2013]. Наименее хромистые шпинелиды встречаются в лерцолитах из массивов западной части региона – массивах Крака (пояс 1), Нурали, Миндяк (западная часть пояса 2). Этот показатель повышается в массивах восточной части зоны ГУР (2), достигая максимальных значений в мелких телах Миасс-Куликовского по-



Рис. Схема расположения ультрамафитовых поясов на Южном Урале. По [Савельев, 2013] с изменениями.

 отложения чехла Восточно-Европейской платформы; 2 – комплексы палеоконтинентального типа; 3 – метаморфические комплекссы; 4 – комплексы палеобассейнов. Арабскими цифрами обозначены наиболее крупные массивы: 1 – Крака; 2 – Уфалейский; 3 – Таловский; 4 – Муслюмовский; 5 – Нуралинский; 6 – Калканский; 7 – Миндякский; 8 – Куликовский; 9 – Татищевский; 10 – Верблюжьегорский; 11 – Варшавский; 12 – Халиловский; 13 – Хабарнинский; 14 – Кемпирсайский; 15 – Аккаргинский; 16 – Киембайский.

яса (3), и вновь несколько снижается в ультрамафитах Казбаевского (4) и Зауральского (5) поясов. Уникально хромитоносный Кемпирсайский массив отличается значительным диапазоном состава хромшпинелидов. Акцессорные шпинелиды из перидотитов и дунитов по составу соответствуют таковым из массивов западной части Южного Урала.

Анализ распределения в ультрамафитах РЗЭ показал, что не все лантаноиды обладают одинаковой информативностью для целей сопоставления. Например, для легких РЗЭ и Еи характерны значительные вариации содержаний в близких по петрохимическому и минеральному составу породах в пределах одного и того же массива. Природа повышенных содержаний легких РЗЭ в реститах связывается с многократным де-

плетированием, метасоматической проработкой пород [Магматические..., 1988] и серпентинизацией [Леснов, 2007].

Изучение распределения РЗЭ в ультрамафитах Южного Урала свидетельствует скорее о вторичной природе значительных вариаций в содержаниях РЗЭ ряда La–Nd [Савельев, 2012]. Таким образом, использование данных по легким РЗЭ, а также по суммарному содержанию РЗЭ в реститах следует проводить весьма осторожно. Наиболее устойчивым поведением в ультраосновных породах характеризуются средние и тяжелые РЗЭ [Леснов, 2007]. Вместе с тем, содержания элементов ряда Dy–Lu, нормированные по хондриту, в большинстве массивов изменяются незначительно, а наибольшие различия связаны с углом наклона кривой распределения, который обусловлен отношением Sm_N/Lu_N. Поэтому для сопоставления мантийных реститов выбрано отношение содержания в породах Sm к его концентрации в хондрите C1 (Sm_N). Наиболее высокие значения Sm_N (>0.6) установлены в ультрамафитах северо-западной части территории (массивы Крака, Миндяк, Нурали, Таловский, Бурангуловский), к юго-востоку содержание РЗЭ снижается. Минимальные значения Sm_N (менее 0.4) характерны для пород Абзаковского, Юлдашевского, Халиловского, Хабарнинского и Акзигитовского массивов.

Наименьшая интенсивность процессов серпентинизации характерна для массивов западной части складчатого пояса (Крака, Нурали, Халиловский, Хабарнинский и Кемпирсайский), где преимущественным распространением пользуются низкотемпературные лизардит и хризотил. На востоке Южного Урала низкая и умеренная интенсивность серпентинизации зафиксирована в массивах Кунашакской площади – Муслюмовском и Касаргинском; судя по литературным данным, тот же уровень этого показателя характерен для Шевченковского и Джетыгаринского массивов [Варлаков, 1986]. Переходные значения между умеренно-высокой и высокой интенсивностью характерны для ряда массивов, относительно удаленных от крупных палеоконтинентальных докембрийских блоков и крупных гранитных массивов (Куликовский, Наследницкий массивы). Здесь наряду с хризотиловыми встречаются также и антигоритовые серпентиниты.

В северной части зоны ГУР интенсивность серпентинизации растет с приближением к области его сужения между двумя палеоконтинентальными блоками – Уфалейским и Вишневогорско-Ильменогорским [Бажин и др., 2010]. Высокая интенсивность метаморфических преобразований отмечается в массивах Казбаевского пояса, обрамляющих с востока Джабыкский гранитно-метаморфический блок (Татищевском, Варшавском, Верблюжьегорском, Успеновском). Породообразующим минералом в упомянутых массивах является антигорит. В антигоритовой фации серпентинизировано большинство массивов, расположенных внутри зоны Уралтау, Уфалейского и Вишневогорско-Ильменогорского метаморфических комплексов. Отдельные массивы этих структурно-формационных зон регенерированы с образованием вторичных энстатит-оливиновых пород [Варлаков и др., 1998], что говорит о высоких значениях температур и давлений при метаморфизме.

В юго-восточной части Южного Урала антигоритизация характерна для Киембайского массива [Варлаков, 1978], который заключен между докембрийскими блоками, насыщенными гранитоидными интрузиями. Расположенные восточнее Буруктальский и Аккаргинский массивы сложены лизардитовыми и хризотиловыми серпентинитами.

Ультрамафитовые массивы характеризуются крайне неравномерным распределением минеральных ресурсов, основными из которых являются хромититы. Максимальная хромитоносность связана с юго-западной частью региона, где расположен Кемпирсайский массив с уникальными залежами высокосортных подиформных хромититов. Общие запасы руд, сосредоточенные в месторождениях Главного рудного поля в юго-восточной части массива, составляют более 300 млн т. Содержание Cr₂O₃ в рудообразующих хромшпинелидах составляет 58–64 мас. %. В северной и западной частях массива встречаются многочисленные небольшие залежи глиноземистых руд (Степнинское, Батамшинское рудные поля).

Второстепенное промышленное значение имеют месторождения массивов зоны ГУР (Уфалейского, Халиловского, Хабарнинского), Казбаевского (Татищевского, Верблюжьегорского, Варшавского), Зауральского (Аккаргинского) и Медногорско-Кракинского (Крака) поясов. В северной части зоны ГУР небольшие залежи хромититов известны в пределах Таловского, Иткульского, Нуралинского массивов.

Наряду с типично подиформными месторождениями, которые сложены массивными хромититами и отделяются от перидотитов тонкой дунитовой оторочкой, на некоторых массивах широко распространены месторождения вкрапленных руд в мощных дунитовых зонах вблизи границы мантийной и коровой частей разреза офиолитовых комплексов. Наиболее типичны такие месторождения для массивов Крака, Иткульского, Нуралинского, Хабарнинского. Все они сложены высокохромистыми шпинелидами (50–65 мас. % Cr,O₃).

Таким образом, на основе изучения минералого-геохимических особенностей ультрамафитов предполагается следующая геодинамическая интерпретация условий их образования: наименее истощенные ультрамафиты западных поясов представляют собой фрагменты верхней мантии пассивной окраины и окраинно-континентального рифта; вдоль границ Магнитогорской мегазоны распространены сильно истощенные перидотиты, соответствующие реститам основания островных дуг; массивы восточных поясов обладают преимущественно среднехромистыми составами акцессорных шпинелидов, что указывает, по-видимому, на образование их в верхней мантии задугового бассейна.

С запада на восток усиливается интенсивность проявления коровых метаморфических процессов: главными минералами серпентиновой группы в массивах Кракинского пояса и зоны ГУР являются низкотемпературные лизардит и хризотил, а большая часть массивов восточных поясов сложены антигоритом. Наибольшая интенсивность метаморфических преобразований установлена в ультрамафитах, которые расположены 1) внутри древних метаморфических комплексов, 2) в узких зонах между крупными гранитно-метаморфическими блоками, 3) вблизи крупных палеоконтинентальных блоков, насыщенных интрузиями гранитоидов, и 4) вблизи крупных интрузий гранитов.

Исследования выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246–2019–0078.

Литература

Бажин Е.А., Савельев Д.Е., Сначев В.И. Габбро-гипербазитовые комплексы зоны сочленения Магнитогорской и Тагильской мегазон: строение и условия формирования. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 244 с.

Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбуржского Урала. М.: Наука, 1978. 240 с.

Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, 1986. 224 с.

Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблев Г.Г., Муркин В.П. Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал). Миасс, 1998. 195 с.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.

Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.

Савельев Д.Е. Хромитоносность гипербазитовых массивов Южного Урала. Дис. д-ра геол.-мин. наук. Уфа, 2012. 410 с.

Савельев Д.Е. Состав акцессорных хромшпинелидов из ультрабазитов Южного Урала как отражение геодинамической обстановки формирования массивов // Вестник Пермского университета. Геология. 2013. № 1. С. 17–25.

> В.А. Симонов^{1, 2, 3}, А.В. Котляров^{1, 3} ¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск simonov@igm.nsc.ru, kotlyarov@igm.nsc.ru ² – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск ³ – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

Особенности формирования палеозойских палеоокеанических клинопироксенсодержащих ультрамафитовых комплексов Западной Сибири

Большинство ультрабазитов Западной Сибири представляют собой дунит-гарцбургитовый комплекс офиолитовых ассоциаций [Иванов и др., 2007; Симонов и др., 2012] и привлекают к себе внимание в связи с тем, что, являясь фрагментами структур древних океанов, они позволяют рассмотреть геодинамическую эволюцию фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна на наиболее ранних стадиях его развития. Гораздо реже в фундаменте Западной Сибири встречается другой тип ультраосновных пород, представленный пикритами [Кузоватов и др., 1988; Симонов и др., 2018], формирование которого связано с развитием сложной субдукционной зоны древнего океана [Симонов и др., 2020]. Исследования показали, что эти офиолитовые и пикритовые ультрамафиты имеют палеозойский возраст [Иванов и др., 2007; Симонов и др., 2020].

При выяснении особенностей формирования рассмотренных ультрабазитов Западной Сибири существенную роль играет присутствие в них клинопироксена. В целом, условия кристаллизации клинопироксенсодержащих ультрамафитовых комплексов фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна установлены в результате изучения первичных минералов (хромшпинелиды, оливины, клинопироксены, амфиболы) и обработки полученной информации с помощью современных расчетных программ. При этом большое значение имеют геохимические данные по распределению РЗЭ в минералах и ультраосновных породах. Вся полученная информация по ультрамафитам Западной Сибири рассмотрена в сравнительном анализе с данными по эталонным объектам, представляющим структуры древних (офиолиты Урала и Сибири) и современных (Атлантический и Тихий океаны) океанических областей.

Настоящая работа является продолжением исследований ультраосновных комплексов Западной Сибири и содержит результаты обработки оригинальных (в том числе и частично ранее опубликованных) данных, полученных при исследовании клинопироксенсодержащих перидотитов Хултурского массива (скважина 10367) и пикритов Чкаловской площади (скважина Чкаловская 11). Исследования ультрамафитов из фундамента Западной Сибири проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Анализы составов минералов и пород были выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и в ИГМ СО РАН.

Среди первичных минералов в ультрамафитах фундамента Западной Сибири особую роль играют клинопироксены, присутствующие как в офиолитовых ультрабазитах, так и в пикритах. Большое значение имеют хромшпинелиды, сохранившиеся даже в полностью серпентинизированных ультрабазитах. Оливины позволили получить важную информацию об условиях формирования перидотитов. Амфиболы, развивающиеся по клинопироксенам, дали возможность установить параметры заключительных стадий магматической кристаллизации пикритов.

Установлено, что клинопироксены из перидотитов Хултурского массива связаны с «океаническим» трендом (срединно-океанических хребтов), а клинопироксены из пикритов Чкаловской площади – «островодужно-плюмовым». При этом клинопироксены Хултурского массива с одной стороны близки к данным по минералам из ультрабазитов эталонных офиолитов (Полярный Урал), а с другой – явно отличаются от пироксенов из преобладающих в фундаменте Западной Сибири интенсивно серпентинизированных ультрабазитов.

Составы *хромшпинелидов* свидетельствуют о том, что эволюция ультраосновных комплексов фундамента Западной Сибири происходила (также как и в случае типичных офиолитовых ассоциаций) при смене геодинамической ситуации от океанической до островодужной. При этом клинопироксенсодержащие парагенезисы формировались как в начале (океан), так и в конце (островная дуга) истории развития ультрамафитов.

Оливины, составляющие существенную часть клинопироксенсодержащих перидотитов Хултурского массива, содержат 88.7–89.7 % форстеритового компонента и по этой характеристике соответствуют минералам из ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта, отличаясь от оливинов из ультрамафитов субдукционных зон (глубоководных желобов) и древних офиолитов Алтае-Саянской области, для которых характерна более высокая магнезиальность.

Спектры РЗЭ для клинопироксенов из перидотитов Хултурского массива обладают резким положительным наклоном с явным истощением легкими компонентами, и по форме близки к графикам пироксенов в ультрамафитах из современных и древних (офиолиты) океанических структур. Они практически совпадают с полем клинопироксенов из ультраосновных пород зоны разлома Вима (Срединно-Атлантический хребет) и имеют определенные отличия от данных по минералам из ультрамафитов офиолитов Полярного Урала в области тяжелых лантаноидов. Спектры распределения РЗЭ в перидотитах Хултурского массива (содержащих клинопироксен) имеют положительный наклон, близки по форме к графикам нормальных базальтов срединно-океанических хребтов и располагаются в поле абиссальных (океанических) перидотитов. Спектры распределения РЗЭ пикритовых порфиритов Чкаловской площади обладают отрицательным наклоном и заметным обогащением легкими лантаноидами. Они находятся в поле обогащенных легкими лантаноидами пикритов Камчатки и близки к полю пикритов Гавайских островов.

В целом, результаты изучения особенностей распределения РЗЭ подтверждают информацию, полученную при анализе минералов. Прежде всего, РЗЭ (как и данные по клинопироксенам) отчетливо свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов при формировании клинопироксенсодержащих перидотитов в отличие от пикритов, для которых характерны островодужные и плюмовые расплавы. Также, РЗЭ (как и хромшпилелиды) показывают эволюцию характеристик офиолитовых ультрабазитов Западной Сибири от океанических к раннеостроводужным (с бонинитами).

Для моделирования условий кристаллизации *клинопироксенсодержащих перидотитов* Хултурского массива по программе COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] состав исходного расплава был установлен на основе данных по соотношениям первичных минералов (оливин, ортопироксен, клинопироксен) в шлифах. Наиболее согласующиеся результаты получены при использовании состава высокомагнезиального (34.6 мас. % MgO) расплава, оцененного по шлифу со следующими соотношениями минералов: оливин (39 %) + ортопироксен (38 %) + клинопироксен (24 %). Расчеты проводились для равновесной декомпрессионной кристаллизации от 10 кбар, буфер QFM, dP/dF = 0.1 mol, содержание воды 0.2 мас. % согласно данным по нормальным магматическим системам типа N-MORB в Срединно-Атлантическом хребте [Симонов и др., 1999]. В результате установлено, что оливины, ортопироксены и клинопироксены начинали кристаллизоваться при температурах 1555, 1330 и 1260 °C (9.4, 3.8 и 2.6 кбар), соответственно.

Расчеты ликвидусных параметров образования минералов с использованием программы PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] на основе состава расплава начала кристаллизации клинопироксена, полученного с помощью COMAGMAT, показали, что температуры формирования клинопироксена при 2.6 кбар составляли 1225–1285 °C.

В целом, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что клинопироксенсодержащие перидотиты Хултурского массива формировались при последовательной (в ходе падения давления от 9.4 до 2.6 кбар) кристаллизации минералов: оливин (начало образования 1555 °C) – ортопироксен (1330 °C) – клинопироксен (1285–1225 °C).

Определение РТ-параметров кристаллизации *пикритовых порфиритов* проведено с использованием программ WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018], PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] и амфиболового термобарометра [Ridolfi, Renzulli, 2012]. Пикритовые порфириты Чкаловской площади формировались при последовательной кристаллизации минералов: оливин (1540–1490 °C, 12.8–7.0 кбар) – клинопироксен (1315–1215 °C, 8.0–4.5 кбар) – амфибол (1105–1060 °C, 4.5–6.1 кбар). Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14.У26.31.0029.

Литература

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Амон Э.О., Ерохин Ю.В., Бороздина Г.Н. О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413. № 4. С. 535–540.

Кузоватов Н.И., Татьянин Г.М., Саев В.И О новой находке пикритовых порфиритов на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Актуальные вопросы геологии Сибири. 1988. Т. 1. С. 129–130.

Симонов В.А., Иванов К.С., Ступаков С.И., Ерохин Ю.В., Каячев Н.Ф. Мантийные ультрамафитовые комплексы фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного мегабассейна // Литосфера. 2012. № 3. С. 31–48.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.

Симонов В.А., Конторович В.А., Котляров А.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Ступаков С.И. Условия развития раннепалеозойского базальтового и пикритового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1476–1498.

Симонов В.А., Филиппов Ю.Ф., Котляров А.В., Сараев С.В., Ступаков С.И. Особенности формирования пикритов в фундаменте Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып 10. Томск: Томский ЦНТИ, 2018. С. 353–354.

Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemistry International. 2004. Vol. 42 (Supp. 1). P. S1–S157.

Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. Vol. 12. #7. Q07021.

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. Vol. 163. P. 877–895.

Yavuz F., Yildiurim D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. Vol. 87. P. 149–172.

М.А. Юдовская

Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва Университет Витватерсранда, г. Йоханнесбург maiya@igem.ru

Реакционные структуры шпинелей и происхождение троктолитов Бушвельда, Южная Африка

Симплектиты, т. е. двух- или полифазные тонкозернистые срастания червеобразной до пластинчатой морфологии, известны в силикатных, оксидных, карбонатных, галидных, сульфатных, сульфидных и металлических минеральных системах. Шпинель-силикатные симплектиты встречаются во внеземных и земных породах, преимущественно, в составе троктолит-габбровых, троктолит-анортозитовых и троктолит-перидотитовых ассоциаций. Три основных взаимонеисключающих процесса предлагаются к настоящему времени для объяснения их образования: (1) изохимические обменные реакции в закрытой системе при распаде гомогенного предшественника, включающие окисление, дегидратацию, диффузионный обмен и др. [Khisina et al., 2013]; (2) метасоматическое замещение в условиях открытой си-

стемы при обмене с мигрирующим расплавом [Elardo et al., 2012] или флюидом [Johan et al., 2017]; (3) кристаллизацию несмешивающихся жидкостей [Holness et al., 2011]. Первая точка зрения долгое время была доминирующей, однако несоответствие масс-баланса для хромитовых симплектитов является сильным аргументом в пользу второй гипотезы. Взаимодействие с мигрирующей или захваченной жидкостью хорошо согласуется с наблюдаемыми текстурами замещения, резорбции оливина и перитектического роста пироксенов. Большинство авторов признают, что разнообразные симплектиты могут быть образованы в различных процессах и полученные выводы могут быть распространены только на специфический предмет исследования.

В настоящей работе рассматриваются шпинелевые симплектиты в породах расслоенной базит-ультрабазитовой серии Растенбург комплекса Бушвельд. Серия включает породы от дунитов и перидотитов до диоритов и магнетитового габбро в верхах разреза и подразделяется на Нижнюю, Критическую, Главную и Верхнюю зоны. Оливин+ортопироксен+хромит в различных пропорциях вплоть до их мономинеральных скоплений представляют собой доминирующую минеральную ассоциацию в основании разреза, тогда как плагиоклаз появляется в средней части Критической зоны, а хромит исчезает в ее верхах. Главная зона не содержит ни хромит, ни кумулусный магнетит, и контакт с перекрывающей Верхней зоной четко отслеживается по появлению кумулусного магнетита и массивных магнетититов.

Таким образом, бедные пироксеном троктолиты и троктолиты без пироксена (35–65 % оливина и плагиоклаза) являются редкими в разрезах Бушвельда. Их тонкие линзы и слои появляются в подошве Рифа Меренского, а также в проксимальных богатых оливином разрезах Псевдорифа и Тарантала Критической зоны северо-западного лимба. Троктолиты также редки в Главной и Верхней зонах восточного и западного лимбов, где они проявлены как второстепенные по объему линзы в пределах слоев оливиновых габброноритов. Наиболее мощные тела троктолитов отмечаются в северном лимбе и далее к северу на площади сегмента Ватерберг. Ортомагматическое происхождение кумулатов Главной и Верхней зоны пока еще не оспаривается, однако миграция расплавов и флюидов через затвердевающие кумулаты представляется фундаментальным процессом для этой части разреза. Открытие платинометалльного месторождения Ватерберг в троктолитсодержащих частях разреза [Kinnaird et al., 2017] ставит вопрос о роли миграции расплавов и флюидов в формировании этого необычного для Бушвельда оруденения, поэтому исследование реакционных текстур важно для понимания генезиса как троктолитов, так и связанной с ними минерализации.

Магматический разрез на площади Ватерберг представлен тремя основными пачками. Ультраосновная пачка в основании сложена, преимущественно, гарцбургитами и троктолитами, которые вмещают нижнюю рудную F-зону. Выше по разрезу развита Троктолит-Анортозит-Габброноритовая пачка, к контакту которой с перекрывающей Верхней зоной также приурочена платинометалльная минерализация. Оруденение верхней Т-зоны сосредоточено в литологически разнородной пачке переслаивающихся гарцбургитов, троктолитов, габброноритов, анортозитов и их пегматоидных разновидностей. В породах Т-зоны наблюдается первое появление кумулусного магнетита, что позволяет считать минерализацию связанной с поступлением первых порций расплавов Верхней зоны Бушвельда.

В разрезе выделяется три основных типа симплектитов. Симплектиты первого типа сложены хромитом и ортопироксеном в мелатроктолитах и гарцбургитах вблизи верхнего контакта Ультраосновной пачки. Хромит в срастаниях окружен каймой ортопироксена (рис. а), которая содержит симплектиты хромита того же состава, что и ядро. Ортопироксен в этих образцах демонстрирует ступенчатые (зубчатые) реакционные границы с оливином, где в микрокарманах между ступенями также кристаллизуются симплектиты хромита. Хромит в данном случае представлен резорбированными ксенокристами, физически захваченными из



Рис. Реликтовый хромит, окруженный симплектитовой каймой ортопироксена и хромита, среди оливина: a) сегмент Ватерберг; б) подошва Рифа Меренского, Нортэм, северо-западный лимб.

нижележащих гарцбургитов низкохромистым габброидным расплавом. Эти симплектиты Ватерберга по текстуре и составу идентичны симплектитам из троктолитов подошвы Рифа Меренского в северо-западном лимбе, где хромитовые крюкообразные вростки и симплектиты ассоциируют с перитектическими каймами ортопироксена (рис. б), окружающими хромит на контакте с оливином и плагиоклазом.

Симплектиты второго типа распространены выше по разрезу, но сложены Cr-магнетитом (0.5–8 мас. % Cr₂O₃) и ортопироксеном при полном отсутствии кумулусных или реликтовых зерен хромита или магнетита в породах. Эти симплектиты текстурно приурочены к ступенчатым контактам между ортопироксеном и оливином.

Третий тип симплектитов сложен магнетитом и ортопироксеном и распространен в верхней части троктолит-анортозит-габброноритовой пачки, в пределах верхней минерализованной Т-зоны, а также в нижних 100–200 м перекрывающей Верхней зоны. Эти симплектиты встречаются гораздо чаще в виде прерывистых кайм, карманов и заливов вокруг оливина на контакте с плагиоклазом и в непосредственной близости к зернам кумулусных Fe-Ti оксидов. Ортопироксен демонстрирует различные стадии замещения оливина: от тонких микронных каемок до почти полного замещения и сращивания в крупные ойкокристы. Радиальные выделения магнетита в симплектитах распространяются от зерен кумулусного магнетита (где они более крупнозернистые) в направлении к оливину, на контакте с которым симплектиты имеют наименьшую размерность.

Проявления всех трех типов симплектитов сопровождаются другими текстурами, свидетельствующими о неравновесности системы и незавершенных реакциях. Широко распространены зубчатые границы между пироксенами и оливином. Выше по разрезу такие же ступенчатые вростки наблюдаются для флогопита и роговой обманки, образующих зубчатые каймы вокруг оливина и пироксенов на контакте с плагиоклазом. Пироксены в таких образцах содержат субмикронные включения пластинок магнетита и ильменита. И пироксены, и плагиоклаз в таких ассоциациях демонстрируют кинк-бэнды, волнистое погасание и выклинивающиеся двойники.

Наиболее вероятно, что симплектиты всех трех типов и связанные с ними другие реакционные текстуры образовались при взаимодействии габброидных расплавов и оливинсодержащих кумулатов в резидентной камере. Их образование тесно связано с перитектическими реакциями, что свидетельствует о присутствии расплава. Химический состав шпинели отражает прогрессирующую, хотя и неравномерную дифференциацию снизу вверх, которая вызвана не эволюцией расплава в закрытой камере, а множественными внедрениями магм, дифференцированных в промежуточном очаге. Совместное присутствие оливина, шпинели и неравновесной с ними жидкости является необходимым условием образования симплектитов. В обстановках, подобных бушвельдским разрезам, эрозия более высокомагнезиальных (и иногда более высокохромистых) резидентных кумулатов способствует кристаллизации троктолитов скорее, чем оливиновых норитов. Однако кристаллизующийся оливин неравновесен с основным объемом габброидного расплава и, тем более, с его остаточными дифференциатами, что приводит к его частичному или полному замещению.

Исследования поддержаны РФФИ (грант № 18-05-70073).

Литература

Elardo S.M., Mccubbin F.M., Shearer C.K. Chromite symplectites in Mg-suite troctolite 76535 as evidence for infiltration metasomatism of a lunar layered intrusion // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. Vol. 87. P. 154–177.

Johan Z., Martin R.F., Ettler V. Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits // European Journal of Mineralogy. 2017. Vol. 29. P. 543–555.

Khisina N.R., Wirth R., Abart R., Rhede D., Heinrich W. Oriented chromite-diopside symplectic inclusions in olivine from lunar regolith delivered by "Luna-24" mission // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. Vol. 104. P. 84–98.

Holness M.B., Stripp G., Humphreys M.C.S., Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Tegner C. Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, east Greenland // Journal of Petrology. 2011. V. 52. P. 175–222.

Kinnaird J.A., Yudovskaya M., McCreesh M., Huthmann F., Botha T.J. The Waterberg platinum group element deposit: atypical mineralization in mafic-ultramafic rocks of the Bushveld Complex, South Africa // Economic Geology. 2017. Vol. 112. P. 1367–1394.

ЧАСТЬ 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ, РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

Е.В. Кислов^{1, 2}, В.С. Каменецкий^{1, 3} ¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ evg-kislov@ya.ru ² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ ³ – Университет Тасмании, г. Хобарт

Хромититы Главного Сарановского месторождения, Пермский край: минеральный состав и генезис

Сарановские месторождения хромита были открыты и начали эксплуатироваться в начале XIX в. Наибольший вклад в их изучение внес О.К. Иванов [1990 и др.]. Главное Сарановское месторождение приурочено к Северному Сарановскому массиву в 5 км севернее ст. Лаки, на окраине п. Сараны Горнозаводского района Пермского края. Выход массива на поверхность имеет размеры 1.9×0.42 км, меридиональное простирание, сложен серпентинитами, хромититами, апогаббровыми породами и секущими их диабазовыми дайками [Иванов, 1990].

Формирование массивов и хромититов остаются предметом дискуссий. О.К. Иванов [1990] считал массивы расслоенными, а хромититы – пластовыми. Первые исследователи рассматривали хромититы как жилы. А.Ф. Шуппе считал их серией сближенных линз. С.А. Вахромеев показал, что руды слагают три субпараллельных жилоподобных тела. И.А. Зимин, отмечая выдержанную мощность рудных тел, писал, что «форма рудных тел жилообразна и подобна настоящим жилам» [Иванов, 1990]. Г.И. Кизилов указывал, что структура месторождения не соответствует стратиформному строению: с глубиной количество рудных тел не увеличивается [Кизилов, 1986]; рудные блоки не совмещаются из-за разницы мощностей тел на их стыках; сместитель, нарушив целостность одного хромитового тела, упирается в другое; рудные тела залегают по пересекающимся направлениям [Кизилов, 1987].

Нами изучен минеральный состав хромититов Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения. Образцы отобраны на рудном отвале в августе 2017 г. Плоскополированные шлифы на эпоксидной смоле проанализированы растровым электронным микроскопом Hitachi SU-70 в Университете Тасмании (г. Хобарт, Австралия) и на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP (Carl Zeiss, Германия) с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 (Oxford Instruments Analytial Ltd.) для количественного анализа в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). ЛА-ИСП-МС U-Pb и микроэлементный анализ апатита в образце S4-17 проводился на квадрупольном приборе ICP-MS Agilent 7900, присоединенном к лазерной системе Coherent COMPexPro 110 в Университете Тасмании. Выполнено 124 анализа микроэлементов в 21 зерне апатита.

Хромит образует однородные идиоморфные зерна разного размера. Характерны как массивные агрегаты, так и интерстициальные кластеры, кольца зерен вокруг агрегатов хлорита, имеющих формы идиоморфных кристаллов. В хромите иногда наблюдается незначительное (не более 2 процентных пунктов) увеличение содержания Fe±Cr в мелких зернах, а в крупных – к периферии. Изредка содержание Fe повышается вплоть до хроммагнетита по трещинам. Встречаются срастания хромита и уваровита, образующие единые зерна, иногда с оторочкой высокохромистого хромита (рис. 1). Отмечен ксеноморфный хромит, зажатый идиоморф-



Рис. 1. Зерно – срастание хромита (серый) и уваровита (темно-серый) с оторочкой высокохромистого хромита (светло-серый) в агрегате хромита и хлорита, зерно лаурита (белый), обр. S 12-17.

ными зернами хлорита, в сферическом агрегате высокохромистого хромита. Как правило, хромит некорродирован, замещение периферии хроммагнетитом или хлоритом не наблюдается.

Интерстиции зерен хромита и вышеупомянутые агрегаты слагаются, в основном, хлоритом (в том числе, хромсодержащим), доломитом (с Fe, Mn, Sr), серпентином (с Al и Cr). В ассоциации с уваровитом или кальцитом отмечается ксеноморфный хромит с содержанием Cr₂O₃ до 65 мас. % и

FeO – до 22 мас. %. Встречаются рутил (с Сг и V), ильменит (с Сг, Mg, Mn, включениями хлорита, срастанием с цирконом), бадделеит (с Ti), цирконолит, магнетит (с Al, Cr и Mg), массикот. Отмечен сильвин с примесью Fe и Na. Наиболее распространенный сульфид – миллерит (замещается фалкондоитом), встречаются пентландит (с Со до 11 мас. %), пирит (с Со и Ni, замещается гетитом), пирротин (с Ni), халькопирит, полидимит с Со, лаурит, эрлихманит и ирарсит (с Cu, Rh и Sb), виоларит и годлевскит. В сульфидах отмечаются включения идиоморфного хлорита, округлые включения доломита и кальцита, в миллерите отмечены включения хромита и холлингуортита. Встречаются кальцит (с Mg) и магнезит (с Fe), апатит (иногда со Sr), хлорапатит (иногда со Sr) и сульфапатит; в апатите обнаружены включения ильменита, халькопирита, пирротина, монацита (с Nb), торианита (с U и Zr); отмечены его футляровидные кристаллы. Барит содержит Fe и Sr. Силикаты представлены уваровитом (с включениями лейст и радиально-лучистых агрегатов хлорита), флогопитом (с Ti и Cr), цирконом (с Hf), титанитом (с Cr и V), фалкондоитом, карпинскиитом.

Идиоморфные включения в хромите (наиболее крупные с апофизами) сложены хлоритом (с Cr), доломитом, кальцитом (с Mg и Mn), энстатитом, эденитом (с Cr), рихтеритом, керсутитом, антофиллитом, гастингситом, аспидолитом (с Cr и Ti), флогопитом, вонезитом, серпентином, хромовым глаголевитом, альбитом, тальком, ильменитом (с Cr и Mn), рутилом (с Cr и V), апатитом, хлорапатитом (со Sr), халькозином, халькопиритом, талнахитом, борнитом, марганцевым сфалеритом, хроммагнетитом. Самостоятельные идиоморфные включения образуют высокохромистый хромит (иногда радиально-лучистые срастания), иридосминсысертскит (с Ru, иногда с оторочкой амфибола), лаурит, рутил (с Cr), идиоморфные зерна и лейсты хлорита, массикот, зачастую с геометрически правильными очертаниями, образующий также срастания с хромитом. Отмечено зерно Os-лаурита с ограненным включением халькозина, округлым включением Ir-эрлихманита с зернами Os-лаурита, оторочкой Irэрлихманита (рис. 2).

Трещины в хромите выполняют хлорит (с Cr), кальцит (с Mg), доломит (с Fe и Mn), серпентин, циркон, сильвин (с Fe и Na), уваровит, лаурит, ильменит (с Cr, Mn и Mg), галенит. Отмечено зерно рутила, секущееся перпендикулярными ламелями ильменита, обрастающее ильменитом и срастающееся с хромитом.

Состав вкрапленного хромитита отличается: в нем присутствуют хромит (иногда с включениями хлорита и кальцита), хлорит (с Cr), кальцит (с Mg и Fe), тремолит (с Cr) и антофиллит, титанит, годлевскит, миллерит, пентландит (до 5.6 % Co), пирит (с Ni и Co), галенит, Рис. 2. Включение в хромите Osлаурита с оторочкой Ir-эрликманита, в правом верхнем углу включение халькозина, в левом нижнем – Irэрлихманита с зернами Os-лаурита,

ильменит (с Cr, Mn и Mg), серпентин, апатит (со Sr), сульфаты Ni. Агрегаты сульфидов рассечены идиоморфными лейстами хлорита.

Интересен светлоокрашенный скарн, скорее всего, по диабазу. В нем преобладает пренит наряду с диопсидом (с включениями циркона), хлоритом, цоизи-



том и актинолитом. Зерна хромита (c Zn), маухерита (c Co), никелина (c Co и Sb) обрастают кристаллами хромгроссуляра переменчивого состава с включениями хлорита. Иногда хромит образует кольца внутри агрегата хромгроссуляра. Оторочка хромита содержит больше Cr, Fe и Zn, характерны включения хромгроссуляра и хлорита.

Относительные содержания микроэлементов (Sr 107–104 г/т, U 0.6–53.7 г/т, Th 8– 204 г/т) сходны с таковыми в апатите из гранитов [Belousova et al., 2002]. Содержания РЗЭ колеблются от 7440 до 11840 г/т и, вместе с отрицательными Еu аномалиями, сопоставимы с характеристиками апатита фракционированных расплавов. Предварительно возраст оценен в 1.2 млрд лет. По геологическим данным формирование сарановского комплекса происходило в конце позднего рифея [Ибламинов, Суслов, 2015]. Ранее была сделана только одна попытка определения возраста по цирконам из аподунитовых серпентинитов: для Северного массива получены возраста 464.1±5.1 и 439±3.1 млн лет, для Южного – 1756±12 млн лет [Краснобаев и др., 2013].

О.К. Иванов [1990] связывал формирование гидротермальной минерализации с внедрением даек долеритов и метаморфизмом ультрамафитов: прогретые поровые воды действовали как агент антигоритизации ультрамафитов, хлоритизации цемента хромититов, формирования карбонатных и карбонатно-силикатных жил с хромовой минерализацией. Но гидротермальные карбонаты характеризуются высокой температурой образования и ювенильным источником. Их кристаллизация началась при температуре выше 540 °C [Шагалов, 2010]. В образовании кальцита существенную роль играл ювенильный CO₂: значения δ¹⁸О кальцита – 12.2 ‰; δ¹³C – –1.8 ‰ [Чайковский, Коршунов, 2014]. Карбонаты формировались на завершении гидротермального процесса, ранее температуры были еще выше.

Соотношение размеров тел хромититов и вмещающих интрузивов необычно высокое. Массивы шириной 200–300 м содержат десятки тел хромититов мощностью до 12 м. Необычно широкое развитие крупнозернистых ультрамафитов (пегматитов по [Иванов, 1990]), сарановитов (крупных идиоморфных кристаллов хромита в серпентиновом цементе), метасоматической хромитовой вкрапленности, лабрадор-диопсидовых, хлоритовых и пумпеллиитовых пород, включений и жилок хромита в ультрамафических пегматитах, диабазах и порфиритах [Иванов, 1990].

При изучении Центрального рудного тела установлено, что от подошвы к кровле содержание Cr₂O₃ снижается от 46.63 до 44.26 % [Пузик и др., 2017], т. е. в пределах колебаний одного зерна и одного шлифа. Обогащенность платиновыми элементами иридиевой группы и наличие сульфидов Os и Ir отличает Сарановское месторождение от других расслоенных комплексов. Симметричная зональность в распределении лауритов по разрезу (высокорутениевые – в Западном и Восточном, высокоосмиевые – в Центральном рудном теле) не согласуется с магматической дифференциацией [Горбунов, Пузик, 2018].

Эти особенности можно объяснить гидротермальным происхождением хромититов. В отработанном карьере на Главном Сарановском месторождении выделяется выбранная трубообразная жила хромитита. В шахте Рудная наблюдаются апофизы жил хромититов во вмещающие породы. Такие признаки, как развитие зерен хромита в интерстициях крупных выделений силикатов, постоянство состава хромита, его идиоморфизм, повышенная хромистость мелких и периферии крупных зерен хромита, отсутствие коррозии, замещения хроммагнетитом или хлоритом, появление в интерстициях ксеноморфного высокохромистого хромита, ассоциация с хромсодержащими минералами и минералами гидротермального происхождения, совместный рост хромита с уваровитом, преобладание во включениях в хромите минералов, содержащих Na и H₂O, включения идиоморфных зерен и лейст хлорита, кристаллов массикота, включение лаурита с кристаллографически ограненным включением халькозина и хромит в скарне по диабазам, свидетельствуют о том, что хромит не был источником хрома для других минералов, а формировался совместно с гидротермальными минералами в ходе единого процесса. Свидетельствует об этом и состав апатита. Апатиты из мантийных пород и карбонатитов лишены Eu аномалий, в то время как амплитуда Eu аномалий в апатитах увеличивается в сторону более фракционированных пород [Belousova et al., 2002]. Аномалия Еи может объясняться и серпентинизацией на предрудном этапе, поскольку при серпентинизации Еи выносится [Чащухин и др., 2012].

Содержание Sr может достигать процентных уровней в апатитах из основных и ультраосновных пород, а в сторону кислых типов пород происходит снижение содержания Sr в апатите [Belousova et al., 2002], что отражает вхождение Sr в плагиоклаз. Содержание Y в апатитах обычно составляет менее 2000 г/т до нескольких сотен г/т в зернах из основных и ультраосновных пород, но гораздо выше (более 1 %) в апатитах из сильно фракционированных гранитов и пегматитов [Belousova et al., 2002]. Содержание Y в сарановском апатите относительно высокое и колеблется от 1400 до 2500 г/т. Поскольку в районе Сарановских месторождений нет кислых и средних пород, остается считать геохимические характеристики апатита доказательством его гидротермального происхождения. Таким образом, хромититы Главного Сарановского месторождения имеют гидротермальный генезис.

Авторы признательны Э.М. Спиридонову и Г.С. Николаеву за организацию поездки на месторождение. Работа выполнена по государственному заданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 и при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337. Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Литература

Горбунов А.А., Пузик А.Ю. Сульфиды платиновых металлов Сарановского месторождения // Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. Вып. 16. Пермь: ГИ УрО РАН, 2018. С. 15–20.

Ибламинов Р.Г., Суслов С.Б. Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. 2015. № 18. С. 145–153.

Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.

Кизилов Г.И. Структура и перспективная рудоносность месторождений хромитов Сарановской группы // Разведка и охрана недр. 1986. № 7. С. 11–15.

Кизилов Г.И. Квазистратиформное строение Сарановского хромитового месторождения // Доклады АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 682–684.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Антонов А.В. Цирконология дунитов Сарановского хромитоносного ультрамафитового комплекса (Средний Урал) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 1. С. 81–86.

Пузик А.Ю., Ибламинов Р.Г., Осовецкий Б.М. Хромшпинели Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. Вып. 20. Пермь, 2017. С. 35–43.

Шагалов Е.С. Термометрия и геохимия карбонатных жил Сарановского месторождения // Минералы: строение, свойства, методы исследования: материалы конференции. Екатеринбург, 2010. С. 360–362.

Чайковский И.И., Коршунов А.А. Новые находки редкоземельных и благороднометалльных минералов на Сарановском месторождении // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. Вып. 17. Пермь, 2014. С. 37–44.

Чащухин И.С., Чередниченко Н.В., Адамович Н.Н. О поведении редких элементов при ранней серпентинизации ультрамафитов // Ежегодник-2011. Труды ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. Вып. 159. С. 125–128.

Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Vol. 76. P. 45–69.

И.Р. Рахимов

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа rigel92@mail.ru

Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в Южном Предуралье: первые данные о геологии, литологии и минералогии рудоносных отложений

В разрезе пермских отложений в Федоровском районе республики Башкортостан автором обнаружено новое россыпное хромитовое рудопроявление, названное Сабантуйским. Ранее о наличии рудных концентраций детритовых хромшпинелидов в пермских отложениях Южного Предуралья не сообщалось [Рахимов и др., 2020]. Хромитоносный горизонт мощностью около 1 м, представленный слоями хромитолитов (песчаных пород, на 50 % и более сложенных обломками хромшпинелидов [Систематика..., 1998]) мощностью от 1 до 130 мм, локализован в прибрежно-морских песчаниках верхней части разреза на левом берегу руч. Мал. Беркутла. Хромитоносный горизонт находится на глубине 1.0–1.5 м от поверхности и прослежен на расстоянии около 300 м по азимуту ССЗ 350°. В субширотном направлении горизонт имеет «размах» не менее 50 м: более точно установить это без дополнительного вскрытия разреза невозможно. Выше залегают безрудные песчаники и мергелистые известняки. Ниже хромитоносного горизонта залегают также безрудные песчаники и алевролиты. Общая мощность разреза, доступная непосредственному наблюдению, составляет около 20 м.

Указанные породы относятся к белебеевской свите казанского яруса биармийского отдела пермской системы и слагают осадочный чехол юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [Князев, 2011]. В структурно-тектоническом отношении эта часть платформы отвечает Южно-Татарскому своду [Кудаярова и др., 2016]. Общая мощность казанского яруса в пределах изучаемой площади оценивается в 50–100 м [Синицын, Синицына, 1965ф].

Песчаники, вмещающие хромитоносный горизонт, как правило, окрашены в серый цвет (иногда зеленовато- или буровато-серый). Текстура песчаников слоистая, тип слоистости косо- и пологоволнистый, характеризующийся симметричным характером ряби. Размер обломков, в среднем, составляет 0.3 мм (среднезернистые песчаники), окатанность разная, степень отсортированности хорошая. Цемент карбонатный контактового типа. В составе песчаников, подстилающих хромитоносный горизонт, преобладают обломки пород (83-86 % от общего числа), из которых основная часть приходится на метаморфические (55-68 %), осадочные (31-44 %, из них известняки 3.8-6.1 %, остальное – мергели, алевролиты, аргиллиты) и магматические – вулканиты и габброиды (0.1-0.6 %). Среди обломков метаморфитов преобладают кварциты (>50 %), меньше распространены сланцы (>30 %, среди них кристаллические сланцы, филлиты) и метамагматические породы (<20 %). Согласно этим данным, песчаники классифицируются как кремневые граувакки. Количество обломков кварца составляет 12-15 %, силикатных минералов (амфибол, пироксен, хлорит, гранат) – 1.2–1.9 %, рудных минералов (хромшпинелиды, ильменит, лейкоксен и др.) – 0.0–1.2 %. Песчаники, перекрывающие хромитоносный горизонт, содержат 71-78 % обломков пород, из них 53-63 % метаморфитов, 34-46 % осадочных пород (20-32 % известняков), 0.6-3.3 % магматитов. Количество кварца увеличивается до 11-15 %, силикатных минералов - 6-9 %, рудных минералов - 1.3-11.8 %. В песчаниках, переслаивающихся с хромитолитами (рис.), доля обломков пород снижается до 49-53 %, из которых метаморфитов - 55-66 %, осадочных пород - 32-43 % (36-38 % известняков), магматитов – 1.9–2.7 %. Доля кварца в обломках – 6–8 %, силикатных минералов – 4– 6 %, рудных минералов – 34–40 % (преобладают хромшпинелиды).

В хромитолитах количество зерен рудных минералов от общего числа песчаных обломков достигает 90–100 %, из них до 70 % приходится на хромшпинелиды. Кроме последних, присутствуют ильменит, магнетит, циркон, рутил, лейкоксен. Размер зерен 0.1–0.2 мм. Концентрация Cr_2O_3 в хромитолитах составляет 15.9–17.2 мас. % (согласно производственным требованиям они могут быть отнесены к промышленным рудам с убогим содержанием хрома). В подстилающих хромитоносный горизонт песчаниках содержание Cr_2O_3 составило около 0.06 мас. %, а в надрудных псаммитах – около 2.4 мас. %. Хромшпинелиды значительно варьируют по химическому составу (табл.), отвечая хромпикотиту, алюмохро-



Рис. Микрофотографии песчаников Сабантуйского рудопроявления (проходящий свет): а – безрудная граувакка, б – богатая хромитом граувакка.

Из – известняк, Кб – карбонатный минерал, Кв – кварц, Квт – кварцит, Мф – метаморфиты по магматитам, О – осадочные породы, С – силикатные минералы, Сл – сланцы, хромиты – черные непрозрачные и красные просвечивающие зерна.

Таблица

No	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	CoO	Total
1	0.27	33.12	0.03	1.21	57.33	1.22	1.43	0.43	0.33	0.08	95.45
2	0.06	56.85	0.12	1.73	35.42	0.56	2.72	0.02	0.23	0.02	97.73
3	0.09	31.28	0.21	34.76	20.01	0.12	12.25	0.12	0.23	0.07	99.15
4	0.22	60.28	0.09	8.64	18.67	0.07	11.08	0.07	0.03	0.05	99.19
5	0.06	52.73	0.21	15.59	20.27	0.14	9.66	0.05	0.17	0.09	98.97
6	0.31	50.72	0.13	17.35	19.51	0.14	10.63	0.08	0.17	0.03	99.07
7	0.04	58.13	0.17	5.52	29.28	0.29	4.61	0.05	0.28	0.11	98.47
8	0	50.17	0.19	21.31	16.6	0.09	11.34	0.06	0.1	0.04	99.88
9	0.06	42.45	0.22	25.8	20.04	0.64	9.62	0.04	0.73	0.11	99.7
10	0.15	49.97	0.26	18.75	19	0.18	10.12	0	0.24	0.02	98.69
11	0.03	22.54	0.12	46.09	13.01	0.09	16.61	0.24	0.13	0.02	98.88
12	0.13	40.05	0.2	22.56	25.52	0.2	9.37	0.12	0.18	0.02	98.35
13	0.05	35.59	0.17	33.21	15.77	0.09	13.12	0.09	0.3	0.09	98.47

Представительные микрозондовые анализы хромшпинелидов Сабантуйского рудопроявления (мас. %) [Рахимов и др., 2020]

Примечание. Анализы выполнены с помощью электронно-зондового микроанализатора САМЕСА SX100 в ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН (аналитик Д.А. Замятин).

миту, хромиту, феррихромиту. Встречаются как однородные, так и зональные кристаллы. Зональность, выраженная в наличии четкого ядра и внешней каймы, более характерна для окатанных зерен. Однородным зернам и реликтовым участкам зональных зерен соответствуют низкие содержания Fe^{3+} и примесных элементов, из которых лишь в редких случаях отмечается присутствие Ti (до 0.34 мас. %), Zn (до 0.46 мас. %), V (до 0.48 мас. %). В кайме зональных зерен с увеличением концентрации FeO_{ofut} происходит небольшой рост содержаний Ti, Mn, Ni. Анализ состава, проведенный при помощи классификационных диаграмм, указывает на офиолитовое происхождение хромшпинелидов, которые полностью перекрываются с составами хромшпинелидов из массивов Крака [Рахимов и др., 2020].

Наличие хромитовой россыпи в отложениях осадочного чехла ВЕП подразумевает, что при ее формировании существовал хромитсодержащий источник, степень удаленности которого от бассейна осадконакопления ограничивается рядом признаков. Слабая окатанность и высокая концентрация хромшпинелидов свидетельствуют о том, что Сабантуйская палеороссыпь более сходна с россыпями ближнего сноса [Лаломов и др., 2021]. Однако наиболее близкий потенциальный источник для Сабантуйской россыпи – массивы Крака – удалены более чем на 200 км. В фондовой и опубликованной литературе отсутствуют какие-либо сведения о площадной распространенности хромитовых залежей в отложениях рассматриваемого региона и о непосредственной близости источников хромшпинелидов, а также сведения об аномалиях в строении осадочного слоя земной коры (например, тектонические нарушения, интрузии). Возможное объяснение феномену существования данной хромитовых массивов Урала [Казанцева и др., 1971].

Таким образом, решение проблемы источника сноса изучаемой палеороссыпи может представлять очень большое значение для реконструкции тектономагматических событий в Южном Предуралье в среднепермское время. Не исключено, что этот вопрос может касаться и проблемы источников меди для многочисленных гипергенных месторождений медистых песчаников Предуралья [Салихов и др., 2010]. Работа выполнена за счет средств гранта Президента РФ (проект № МК-857.2021.1.5) и при частичной финансовой поддержке государственного задания ИГ УФИЦ РАН (тема № 0246-2019-0080).

Литература

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1971. № 1. С. 96–102.

Князев Ю.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 листа N-40 (третье поколение). СПб: ВСЕГЕИ, 2011.

Кудаярова А.Р., Рыкус М.В., Душин А.С. Седиментационные модели и промысловые свойства верхнетурнейских карбонатных отложений Южно-Татарского свода платформенной Башкирии // Нефтегазовое дело. 2016. Т. 14. № 1. С. 20–29.

Лаломов А.В., Рахимов И.Р., Григорьева А.В., Зайлямов Ш.Р. Хромитоносность пермско-юрских отложений Волго-Уральского бассейна // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чт. пам. П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Вып. 24. Пермь, 2021. С. 113–119.

Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Холоднов В.В., Замятин Д.А. Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 6. С. 568–573.

Салихов Д.Н., Масленников В.В., Серавкин И.Б., Беликова Г.И., Галиуллин Б.Г., Никонов В.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (руды меди, цинка, свинца). Уфа: Гилем, 2010. 376 с.

Синицын И.М., Синицына Г.И. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, Лист № 40-XXVI. Т. 1. Уфа: БТГУ, 1965. 170 л.

Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. СПб: Недра, 1998. 352 с.

> **А.В. Лаломов, А.А. Бочнева** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва lalomov@mail.ru

Численное прогнозирование потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на примере лопаритовых россыпей Ловозерского массива, Кольский полуостров

Редкие металлы (в число которых входят и редкоземельные) являются основой развития современных инновационных технологий. Прогнозирование месторождений редких металлов возможно только на основе комплексного анализа всей совокупности россыпеобразующих факторов, объединенных в геолого-генетических моделях месторождений, использующих количественные оценки. В условиях нерентабельности экстенсивного развития промышленной базы необходима разработка новых технологий для решения геологических задач. В число таких направлений входит «переход к передовым цифровым, интеллектуальным производственным технологиям, роботизированным системам, новым материалам и способам конструирования, создание систем обработки больших объемов данных, машинного обучения и искусственного интеллекта» [Указ..., 2016].

Для создания таких методик необходимо детально проанализировать данные по эволюции россыпеобразующих формаций в различных литогенетических, вещественных, геологоструктурных и литодинамических системах, а также конкретизировать, формализовать и ранжировать факторы россыпеобразования. На основе формализованных (количественно оцененных) факторов методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий создается система пространственно привязанных мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной металлоносности. Полученные результаты используются для создания методики прогнозной оценки россыпной металлоносности на закрытых и малоисследованных территориях. В качестве объекта исследований для разработки моделей редкометалльных россыпей ближнего сноса использованы россыпи лопарита северной периферии Ловозерского массива.

Ловозерский массив, относящийся к позднедевонскому комплексу щелочных и нефелиновых сиенитов, вмещает несколько рудных горизонтов уртитов, содержащих промышленные концентрации лопарита, который представляет собой высококомплексное редкометалльное сырье, содержащее (%) Nb₂O₅ 8.3, Ta₂O₅ 0.67, TiO₂ 39.8, ΣREE₂O₃ 34.9 [Когарко, 2002].

За счет эрозионных процессов на периферии массива образовались лопаритовые россыпи, промышленная значимость которых установлена по северной периферии плутона в пределах Ревдинского россыпного поля (Шомиокский, Ревдинский и Сергеваньский участки). Местоположение россыпей контролируется участками максимального вскрытия лопаритоносных пород дифференцированного комплекса (ледниковыми карами и долинами, поставлявшими фрагментированный обломочный материал в зону предгорий) и элементами рельефа, благоприятными для накопления лопарита – локальными депрессиями коренного ложа [Лаломов и др., 2019].

В пределах Ревдинского россыпного поля был выбран полигон моделирования, включающий эталонный (Шомиокский) и тестовый (Сергеваньский) участки (рис. 1). В пределах полигона по сети 500×500 м создана цифровая модель рельефа и база данных, в которую для каждой элементарной ячейки внесены формализованные россыпеконтролирующие факторы: фациально-стратиграфический (ФС), локального тектонического режима (ТР), эрозионноаккумулятивного состояния (ЭАС) и энергии рельефа (ЭР). На основании корреляционного анализа на эталонном участке разработан мультипликативный показатель (МП) – объединенный параметр, оценивающий перспективы россыпной металлоносности. Его верификация проведена на тестовом участке [Лаломов, Чефранов, 2020].



Рис. 1. Ревдинское россыпное поле и полигон моделирования.

1 – высотные отметки рельефа; 2–4 – содержания лопарита в россыпи (кг/м³): 2 – 2–4, 3 – 4–6, 4 – более 6; 5 – границы участков: Ш – эталонный Шомиокский, С – тестовый Сергеваньский; 6 – обогатительная фабрика Карнасурт; 7 – населенный пункт (пос. Ревда).

Таблица

Коэффициенты корреляции (R) между содержаниями лопарита и формализованными показателями россыпной металлоносности для эталонного Шомиокского участка

		МП _{эт}			
	ФС	ТР	ЭАС	ЭР	
R	0.54	0.46	0.23	-0.26	0.57

Примечание. МП_{эт} – рассчитанный мультипликативный показатель для эталонного участка. Критическое значение R = 0.18 при объеме выборки N = 184 и доверительной вероятности $\alpha = 0.99$.

Для создания обобщенных прогнозных характеристик на данных эталонного объекта (Шомиокский участок) построена матрица парных коэффициентов корреляции между факторами и содержаниями в россыпи лопарита. Факторы ФС, ТР и ЭАС находятся в положительной корреляции с содержанием в россыпи лопарита, ЭР – в отрицательной.

В нашем случае *МП* для каждой элементарной ячейки і (*МП*і) по формуле (1) рассчитан как произведение значений факторов для этой ячейки, имеющих положительную корреляцию с содержанием лопарита, деленное на значение фактора с отрицательной корреляцией: *МП*і = ($\Phi Ci \times TPi \times \Im ACi$) / ЭРі (1). Коэффициент корреляции *МП* с содержанием лопарита на эталонном участке (R = 0.57) является значимым для данной выборки (табл.), что позволяет использовать его в качестве критерия выделения площадей для поисков проявлений редкометалльных россыпей ближнего сноса.

Верификация предлагаемого алгоритма прогнозирования проведена на тестовом Сергиваньском участке, для которого на ГИС-основе рассчитан массив пространственно привязанных мультипликативных показателей (*МП-тест*). Коэффициент корреляции рассчитанных значений *МП-тест* с содержаниями лопарита в россыпи, полученными по разведочным данным, R = 0.55 (рис. 2). Это показывает возможность использования предлагаемой методики и расчетных мультипликативных показателей для прогнозирования редкометалльных россыпей ближнего сноса для постановки поисковых работ.

Разрабатываемая методика основана на анализе механизма принятия экспертом решений по оценке россыпного потенциала площадей и предлагает комплекс технологических решений, позволяющих имитировать когнитивные функции человека, дающий возможность с использованием гибридной системы, работающей в режиме диалога «оператор – компьютер»,



Рис. 2. Верификация методики прогнозирования редкометалльных россыпей на основе расчета мультипликативных показателей на Сергеваньском участке: а – содержания лопарита в россыпи по данным геологоразведочных работ; б – расчетные значения по мультипликативным показателям. 1–3 – содержания лопарита в россыпи (кг/м³): 1 – 2–4, 2 – 4–6, 3 – более 6.
получать при выполнении конкретных задач результаты, сопоставимые с результатами интеллектуальной деятельности человека. Аналогичный подход уже используется для экспрессной оценки новых рудопроявлений золота в Арктической зоне России [Чижова и др., 2019].

Таким образом, на основе формализованных (количественно оцененных) факторов россыпеобразования, методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий создана численная система расчета и позиционирования мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной редкометалльной металлоносности. На «полигоне моделирования» с уже известными месторождениями и россыпепроявлениями в пределах «эталонной» выборки данных формализованные показатели выделяются и оцифровываются, верифицируются на «тестовой» выборке, и в случае подтверждения ее адекватности система может быть использована для прогнозирования россыпного потенциала на площадях, сходных по геолого-структурным и металлогеническим характеристикам с полигоном моделирования. Метод получил подтверждение на участке Сергиваньский. Создаваемая система позволяет собирать, хранить, обрабатывать и визуализировать данные на всех этапах процесса создания прогнозных оценок. Система не требует специализированных данных и использует данные стандартных геологических отчетов и картографические материалы. Применение методики основано на стандартных алгоритмах и не требует от оператора высокой квалификации и общирного геологического опыта.

Работы проведены в рамках государственного задания по программе № 0136-2019-0006.

Литература

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских редкометалльных месторождений Кольского полуострова // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, экология. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 773–787.

Лаломов А.В., Григорьева А.В., Бочнева А.А., Магазина Л.О., Чефранов Р.М. Редкометалльные россыпи Ловозерского массива // Разведка и охрана недр. 2019. № 1. С. 51–56.

Лаломов А.В., Чефранов Р.М. Разработка метода прогнозирования потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на базе лопаритовых россыпей Ловозерского массива // Арктика: экология и экономика. 2020. № 4 (40). С. 54–65.

Указ президента Российской Федерации от 01.12.2016 г. № 642 «О Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации» [Электронный ресурс]. 2016. http://www.kremlin.ru/acts/ bank/41449 (дата обращения 08.02.2021).

Чижова И.А., Лобанов К.В., Волков А.В. Логико-информационные модели для прогноза и оценки новых месторождений золота в Арктической зоне России // Арктика: экология и экономика. 2019. № 4(36). С. 107–117.

> Д.М. Вурмс¹, Е.В. Кислов^{1, 2} ¹–Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ vurms@list.ru ²–Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Сравнение состава хромшпинели хромититов Йоко-Довыренского расслоенного и Маринкина концентрически-зонального ультрамафит-мафитовых массивов (Северное Прибайкалье)

Считается, что промышленные месторождения хромитовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов. «Раннемагматические» хромититы образуют шлиры вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, считающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов. «Позднемагматические» хромититы – линзы и жилы с резкими контактами – связываются с остаточными рудоносными расплавами, богатыми летучими компонентами. Выделяются также элювиальные и делювиальные россыпи.

На наш взгляд, трудно представить формирование массивных хромититов за счет кристаллизационно-гравитационной дифференциации, которая, если происходит, может дать не более 5 % хромшпинели, как и хромитовый расплав. Офиолитовые гипербазиты по определению не кристаллизовались из магмы. Зачастую к немагматическим относят и ядра концентрически-зональных массивов. Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромититов, исходя из магматических парадигм. В связи с этим изучены хромититы верхнепротерозойских дунит-троктолит-габбровых интрузивов Йоко-Довыренский и Маринкин в Северном Прибайкалье. В хромититах Маринкина массива встречается «чистая» шпинель, резко отличающаяся от хромшпинели [Кислов и др., 2019; Kislov et al., 2020] и поэтому не использовавшаяся в сравнении.

Маринкин массив находится в бассейне руч. Маринкин в правом борту р. Тулдунь (левый приток р. Витим) выше устья р. Ирокинда. Вдоль длинной оси северо-западного направления (320–330°) плутон прослеживается на 5.5 км; максимальная ширина в северо-западной части 4 км, в средней – 2 км, площадь – 11 км². Массив концентрически-зональный. Дуниты и плагиодуниты слагают ядро в форме эллипса площадью 2 км². По ним местами развиваются серпентиниты и серпентин-актинолитовые породы. Габбро и троктолиты практически повсеместно замещены цоизитовыми, цоизит- и соссюрит-актинолитовыми породами. Ультраосновные и основные породы связаны взаимными переходами и считаются внутрикамерными дифференциатами.

Нами изучены дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинели. Это массивные неоднороднозернистые породы с бластопорфировой или гранулярной структурой. Хромититы обнаружены на вершине гольца, что необычно для такого оруденения, для которого более характерно нахождение в придонных частях интрузивов. Широко развиты первичные флюидсодержащие минералы. Идиоморфные включения хлорита в хромшпинели показывают, что зерна последней формировались путем собирательной перекристаллизации. Необычны реликтовый серпентин и незначительная серпентинизация, немагматический состав включений в хромшпинели, оливине и сульфидах интерстициального парагенезиса, неоднородный состав оливина и хромшпинели, клавишное погасание и ламелли в оливине, идиоморфность хлорита, развитие изометричного магнетита без Ті. Особенности Маринкина массива свидетельствуют о многократной перекристаллизации при изменении геологических и термодинамических условий и значительном термальном и флюидном воздействии поздних гранитов. В результате ультраосновные породы были регенерированы, а основные – изменены. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов [Кислов и др., 2019; Kislov et al., 2020].

Расслоенный Йоко-Довыренский массив представляет собой линзовидное тело 26 × 3.5 км, залегающее субсогласно карбонатно-терригенных (преимущественно черносланцевых) толщ Сыннырского рифта в 80 км севернее озера Байкал. Входит в состав Сыннырско-Довыренского вулкано-плутонического комплекса. Особенность плутона – большое число ксенолитов вмещающих пород, превращенных в магнезиальные, известково-магнезиальные скарны и роговики. Размеры ксенолитов варьируют от первых сантиметров до 100–150 м. Большинство апокарбонатных магнезиальных скарнов залегает в верхней части дунитового горизонта, формируя слой, субсогласный со структурой массива [Кислов, 1998].



Рис. 1. Отношение FeO (мас. %) к MgO (мас. %) хромшпинелей Маринкина (квадраты) и Йоко-Довыренского (ромбы) массивов.

Хромититы – чаще всего шлировидные сегрегации хромшпинели до 0.5–1.0 м в длину и 10–20 см в ширину, состоящие на 40–60 % из идиоморфной хромшпинели. Реже отмечаются жилки массивных хромититов до 2 см мощностью. Породообразующие минералы отличаются по составу от минералов других пород массива. Выявлено большое количество флюидсодержащих первичных минералов, минералов метасоматического парагенезиса. Сделан вывод, что хромититы представляют собой высокохромистые эндоскарны магматического этапа [Кислов и др., 2020; Kislov, Khydyakova, 2020].

Основная часть хромшпинели хромититов Маринкина массива характеризуется железистостью FeO/(FeO+MgO) от 0.4 до 0.95, Йоко-Довыренского – 0.2–0.4, выше только у явно позднего хроммагнетита (рис. 1). Хромистость Cr₂O₃/(Cr₂O₃+Fe₂O₃+Al₂O₃) хромшпинели хромититов Маринкина массива составляет 0.3–1.3, Йоко-Довыренского – 0.02–0.90 (рис. 2).



Рис. 2. Тройная диаграмма Cr₂O₃–Fe₂O₃–Al₂O₃ (мас. %) хромшпинелей Маринкина (квадраты) и Йоко-Довыренского (кружки) массивов.

Ранее хромшпинель хромититов Йоко-Довыренского массива описывалась как пикотит и хромпикотит с преобладанием Al над Cr [Пушкарев и др., 2003]. Хромшпинель Маринкина массива по такой классификации должна быть преимущественно алюмохромитом до хромпикотита. В соответствии с современной классификацией [Bosi et al., 2019] хромшпинель Маринкина массива должна быть отнесена к хромит-герциниту (Fe_{0.4-0.95}Mg_{0.05-0.6}) (Al_{0.3-1.3}Cr_{0.3-1.3}Fe_{0.2-1.3})O₄, а Йоко-Довыренского – к шпинели (Mg_{0.6-0.8}Fe_{0.2-0.4})(Al_{0.2-1.2}Cr_{0.02-0.9} Fe_{0.1-0.4})O₄.

Таким образом, хромититы пространственно, вещественно и геохронологически близких массивов резко отличаются друг от друга. При этом Йоко-Довыренский расслоенный интрузив рифтогенный, его хромититы – высокохромистые эндоскарны магматического этапа [Кислов и др., 2020; Kislov, Khydyakova, 2020]. Маринкин путон концентрически-зональный островодужный, его хромититы метаморфогенные, сформировались при регенерации дунитов [Пушкарев и др., 2003; Кислов и др., 2019; Kislov et al., 2020]. Различие в генезисе определяет значительную разницу как в составе хромшпинели, как и в наборе парагенетических минералов.

Работа выполнена в рамках НИР «Рудообразующие системы разновозрастных складчатых поясов южного обрамления Сибирского кратона: геолого-генетические модели месторождений благородных, редких и цветных металлов» (№ гос. рег. АААА-А21-121011390003-9) при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337) с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Литература

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Вантеев В.В. Йоко-Довыренский массив, Северное Прибайкалье: хромититы метасоматического происхождения // Металлогения древних и современных океанов–2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2020. С. 53–56.

Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Малышев А.В., Вантеев В.В. Маринкин ультрамафит-мафитовый массив (Средне-Витимская горная страна): специфика образования оруденения // Металлогения древних и современных океанов–2019. Четверть века в изучении субмаринных месторождений. Миасс/Екатеринбург: ООО «Форт-Диалог-Исеть», 2019. С. 79–83.

Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чащухин И.С., Кислов Е.В., Щапова Ю.В., Галахова О.Л. Рудные хромшпинелиды Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье): состав, особенности структуры и условия образования // Ежегодник-2002. ИГГ УрО РАН, 2003. С. 215–223.

Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // European Journal of Mineralogy. 2019. Vol. 31. P. 183–192.

Kislov E.V., Khudyakova L.I. Yoko-Dovyren layered massif: composition, mineralization, overburden and dump rock utilization // Minerals. 2020. Vol. 10. 682.

Kislov E.V., Kamenetsky V.S., Malyshev A.V., Vanteev V.V. Concentrically-zoned mafic-ultramafic Marinkin massif, Middle Vitim Highland, Baikal region, Russia: inclusions in chrome spinel – key to mineral formation processes // Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation. Proceedings of the 10th All-Russian Youth Scientific Conference (S. Votyakov, D. Kiseleva, V. Grokhovsky, Yu. Shchapova, Eds.). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2020. P. 111–118.

О.Ю. Плотинская

Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва plotin@igem.ru

Рений в молибдените порфировых месторождений Урала: региональная эволюция

Особенностям распределения Re в молибдените месторождений порфирового семейства посвящено много работ [Berzina et al., 2005; Sinclair et al., 2016 и др.]. Однако в масштабах отдельного региона закономерности распределения Re рассматриваются исключительно редко, например, [Грабежев, 2013]. В данной работе предпринята попытка проследить вариации содержаний Re в молибдените порфировых месторождений в процессе эволюции Уральского региона от островодужной до коллизионной обстановок. Закономерности пространственного и временного распределения порфировых систем на Урале рассмотрены ранее в работах [Грабежев, Белгородский, 1992; Plotinskaya et al., 2017]. Месторождения и рудопроявления порфирового типа приурочены к островодужным террейнам: силурийскому Восточно-Уральскому, девонскому Магнитогорскому и каменноугольному Зауральскому [Puchkov, 2017]. Большинство месторождений связано с разновозрастными процессами субдукции, но некоторые – с коллизией дуга-континент (Верхнеуральское в Магнитогорской мегазоне).

Содержания Re в молибдените определялись в ЦКП «ИГЕМ-Аналитика» по методикам, описанным в [Plotinskaya et al., 2018], методом ЛА ИСП МС, за исключением месторождения Салават, где из-за малых размеров выделений использовался рентгеноспектральный микроанализатор. Всего изучено восемь месторождений, на каждом из которых исследовано от одного до пяти образцов молибденита. Содержания Re в молибдените варьируют от менее 10 до 7500 г/т, причем в пределах одного месторождения и даже одного образца разброс может составлять один-два порядка. Поэтому в дальнейшем мы будем оперировать средними геометрическими значениями содержаний Re.

На рисунке 1 представлены графики зависимости средних геометрических значений содержаний Re в молибдените от основных геохимических параметров порфировых месторождений и материнских интрузивных пород. Как видно, для месторождений с более высоким содержанием Cu и низким – Mo (рис. 1a, б), в целом, характерны более высокие содержания Re в молибдените, однако корреляция между Cu/Mo отношением и количеством Re ниже порога значимости. Значимая положительная корреляция существует между содержанием Re и абсолютным возрастом месторождений. Кроме того, имеется отрицательная зависимость между содержанием Re и количеством SiO₂, щелочей и содержанием K₂O в породах, ассоциирующих с порфировым оруденением (рис. 1г, д, е), за счет того, что породы молибденпорфировых месторождений (Верхнеуральского и Талицкого) принадлежат субщелочной высококалиевой серии (рис. 1e). Кроме того, отрицательная корреляция установлена между содержаниями Re и РЗЭ и отношениями La/Yb и Sm/Yb в породах (рис. 1ж). Таким образом, месторождения с пониженным содержанием Re в молибдените связаны с более дифференцированными магматическими породами.



Рис. 1. Графики зависимости средних геометрических значений содержаний Re в молибдените порфировых месторождений Урала (данные автора) от различных геохимических и петрохимических параметров (данные из работ [Грабежев, Белгородский, 1992; Plotinskaya et al., 2017]).

Месторождения: То – Томино, ЗД – Зеленый Дол, С – Салават, Во – Вознесенское, ВУ – Верхнеуральское, М – Михеевское, Б – Бенкала, Та – Талицкое.

На рисунке 2 показаны вариации средних содержаний Re в молибдените в зависимости от возраста месторождений и геотектонической обстановки их формирования. Видно, что наиболее высокие содержания Re в молибдените месторождений, связанных с субдукцией в обстановке океанических островных дуг (Томино, Зеленый Дол, Вознесенское), значительно более низкие – в молибдените месторождения Бенкала, образовавшемся в обстановке активной континентальной окраины, и самые низкие – на месторождениях, связанных с коллизион-



Рис. 2. Средние содержания Re в молибдените в зависимости от возраста месторождений и геотектонической обстановки их формирования.

ными процессами (Талицкое). Таким образом, изменение содержаний Re в молибдените отражает эволюцию как отдельных островодужных террейнов, так и Уральского региона в целом. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00254).

Литература

Грабежев А.И. Рений в медно-порфировых месторождениях Урала // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 1. С. 16–32.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты меднопорфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 198 с.

Berzina A.N., Sotnikov V.I., Economou-Eliopoulos M., Eliopoulos D.G. Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu-Mo and Mo-Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia // Ore Geology Reviews. 2005. Vol. 26. P. 91–113.

Plotinskaya O.Y., Abramova V.D., Groznova E.O., Tessalina S.G., Seltmann R., Spratt J. Trace element geochemistry of molybdenite from porphyry Cu deposits of the Birgilda-Tomino ore cluster (South Urals, Russia) // Mineralogical Magazine. 2018. Vol. 82 (S1). P. S281–S306.

Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S. Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 153–173.

Puchkov V.N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geology Review. 2017. Vol. 85. P. 4–29.

Sinclair W.D., Jonasson I.R., Kirkham R.V., Soregaroli A.E. Rhenium in Canadian mineral deposits // Geological Survey of Canada. 2016. Open file 7780.

А.И. Брусницын¹, Е.Н. Перова¹, С.А. Садыков² ¹– Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург brusspb@yandex.ru ²– Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс

Барит-свинцовое оруденение в рифовых известняках месторождения Ушкатын-Ш (Центральный Казахстан): условия локализации, состав, генезис

Месторождение Ушкатын-III находится в Центральном Казахстане в 300 км к западу от г. Караганда, в 15 км к северо-востоку от поселка Жайрем. Оно интересно тем, что здесь в пределах осадочных отложений близкого возраста и состава локализованы стратиформные залежи барит-свинцовых и железо-марганцевых руд. Пласты железных и марганцевых руд имеют гидротермально-осадочное происхождение [Каюпова, 1974; Рожнов, 1982]. В то же время, генезис барит-свинцовых руд вызывает дискуссию. Гидротермальное, наложенное на осадочные карбонатные породы, образование этих руд не вызывает сомнений. Спорными остаются возраст и геологическая обстановка развития гидротермальных процессов. Считается, что барит-свинцовые руды формируются либо одновременно [Скрипченко, 1989], либо намного позже железо-марганцевых отложений [Каюпова, 1974; Рожнов, 1982]. Но детально механизмы накопления барит-свинцовых руд и их генетические взаимоотношения с железными и марганцевыми рудами до недавнего времени не изучались. Другим вопросом, требующим объяснения, является почти полное отсутствие цинка в составе барит-свинцовых руд месторождения Ушкатын-III. В рудах большинства других генетически родственных объектов этого же региона свинец и цинк содержатся в сопоставимых количествах [Жайремский ГОК, 2015]. Начатые нами в 2016 г. исследования призваны восполнить отмеченные пробелы.

Месторождение локализовано в северо-западном борту эпиконтинентальной рифтогенной структуры (Жальминского грабена), в зоне фациального замещения континентальных терригенных отложений морскими карбонатными [Каюпова, 1974; Рожнов, 1982; Скрипченко, 1989]. Рудовмещающими являются породы верхнего девона. В северо-восточной части месторождения они представлены красноцветными песчаниками и алевролитами, на которых залегают линзы рифовых известняков и продукты их разрушения – известковые алевролиты, песчаники и брекчии. К этим породам приурочено барит-свинцовое оруденение. В южном и западном направлениях и вверх по разрезу рифогенные породы вытесняются органогеннодетритовыми слоистыми известняками, содержащими пласты железных и марганцевых руд.

Рифогенный комплекс состоит из фрагментов органогенных водорослевых построек и разделяющего их обломочного материала. Комплекс слагает шнуровидное линзовидное тело протяженностью 500 м, мощностью до 100 м, прослеживающийся на глубину до 600 м. В основании осадочных отложений установлен крупный конседиментационный разлом, ограничивающий один из уступов палеорифта. Барит-свинцовое оруденение почти полностью сосредоточено в рифогенных известняках. Руды слагают линзовидную залежь мощностью от 3 до 40 м, протяженностью почти 500 м. Внутри залежи барит-свинцовая минерализация распределена очень неравномерно, поэтому ее границы определяются по результатам опробования.

Главными минералами руд являются кальцит, барит и галенит, второстепенными – кварц, гематит, сфалерит, пирит, мусковит, шамозит, калиевый полевой шпат, альбит, доломит, родохрозит и флюорит, акцессорными – серебро, рутил, ильменит, халькозин, акантит, халькопирит, пираргирит, тенантит, циркон, пирофиллит, апатит. В качестве гипергенных минералов установлены церуссит, пироморфит, каолинит, монтмориллонит и малахит. В зоне окисления церуссит является одним из главных минералов. Текстуры руд послойно-полосчатые, гнездовидно-сетчатые, сплошные пятнистые, реже встречаются брекчиевидные, брекчиевые и прожилковые текстуры.

Строение руд свидетельствует о том, что осаждение барита, галенита и других минералов происходило в открытом поровом пространстве и при частичном растворении известняков вдоль пути просачивания металлоносных растворов. Текстурный рисунок руд во многом контролируется геометрией распределения в известняках пористых участков, алевролитовых слойков, в том числе разделяющих интракластовые блоки, появившихся еще на стадии формирования рифовых построек, трещиноватых и брекчированных зон. То есть в период накопления рудного вещества карбонатные отложения были не полностью литифицированы, постседиментационная перекристаллизация кальцита и других минералов затронула не весь объем рифогенных отложений, и в них сохранялись проницаемые для гидротерм участки.

Значения δ^{34} S (VCDT) в барите варьируют от 9.3 до 15.3 ‰ (в среднем, 12.4 ‰), в сульфидном концентрате, состоящем преимущественно из галенита, варьируют от -25.7 до -12.6 ‰ (в среднем, -18.3 ‰). Такие соотношения изотопов указывают на образование барита при участии изотопно-тяжелой серы растворенного в морской воде сульфат-иона, а сульфидов – за счет обогащенного легким изотопом ³²S сероводорода, образующегося на стадии раннего диагенеза осадков в ходе бактериальной сульфат-редукции [Hoefs, 2018]. Величины $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ (VPDB) в кальците вмещающих руды известняков варьируют от -2.9 до 3.5 ‰ (в среднем, 0.2 ‰). Эти цифры свидетельствуют о том, что главным источником углерода для кальцита известняков служил бикарбонат морской воды. Вместе с тем, обращает на себя внимание наличие кальцита с отрицательными значениями $\delta^{13}C_{\text{карб}}$. В этих случаях в образовании карбонатов, помимо бикарбоната морской воды, принимала участие также и обогащенная легким изотопом углерода ¹²C углекислота, выделяющаяся при разложении захороненного в осадке углеродистого органического вещества.

Барит-галенитовые руды образовались в приповерхностных условиях в период формирования рифовых построек или сразу после их отмирания и перекрытия более молодыми осадками. В пользу этого свидетельствует совокупность следующих фактов:

- узкий стратиграфический размах оруденения;

- стратиформный тип рудоносной залежи с локализацией барит-галенитовых скоплений почти исключительно в пределах линзовидных тел рифовых известняков;

 приуроченность рудных тел к зоне «активного» в период накопления осадков конседиментационного разлома, но отсутствие прожилкового или иного оруденения на участках поздних тектонических нарушений как подстилающих, так и (что особенно важно) перекрывающих месторождение пород;

- текстурный и структурный облик руд, свидетельствующий, во-первых, об отложении рудных минералов в еще не полностью консолидированных карбонатных отложениях, а, вовторых, об образовании руд до начала складчатых деформаций осадочных толщ;

- изотопный состав серы и углерода, несущий признаки участия морской воды и раннедиагенетических бактериальных процессов в образовании барита и сульфидов.

В строении осадочной толщи месторождения Ушкатын-III проявлена латеральная зональность одновозрастных отложений с замещением рифового комплекса, вмещающего барит-галенитовые руды, пачкой слоистых известняков, содержащих пласты железных и марганцевых руд. Характерной особенностью всех пород железо- и марганценосной пачки являются высокие концентрации Zn, Ba, Pb, As, Sr и Cd [Брусницын, 2020]. В известняках установлена вкрапленность галенита и сфалерита, а в железных и марганцевых рудах – минералов F, S, Zn, As, Sr, Ag, Sb, Te, Ba и Pb. Равномерное распределение микроэлементов в основной массе пород свидетельствует о накоплении их одновременно с формированием рудоносных отложений. Если полиметаллическая минерализация была поздней по отношению к железо-марганцевой, как это предполагали первые исследователи месторождения [Каюпова, 1974; Митряева, 1979; Рожнов, 1982], то трудно объяснить, почему обогащение редкими элементами происходило не по отдельным тектоническим нарушениям, а по всему объему уже сформировавшейся рудоносной пачки. В свою очередь, барит-галенитовые руды содержат минералы Fe и Mn – родохрозит, гематит, пирит и шамозит.

Пространственная и временная сопряженность, общие черты геохимии и минералогии роднят барит-галенитовые, железные и марганцевые руды. Вероятнее всего, они начинали образовываться одновременно и являлись продуктами развития единой гидротермальной системы. Приуроченные к зоне конседиментационного разлома барит-галенитовые скопления в карбонатных рифовых постройках накапливались непосредственно на участке просачивания гидротерм, а расположенные на удалении от разлома железо- и марганценосные отложения представляют собой дистальные фации металлоносных отложений.

Несущие Ва, Pb, Zn, Fe и Mn растворы характеризовались низкими *p*H и E*h* и не содержали серу. Разгрузка гидротерм происходит в результате снижения температур (при смещении гидротерм с морской водой), увеличения *p*H (за счет реакции раствора с карбонатными отложениями), увеличения E*h* (за счет растворенного в морской воде кислорода), появления SO_4^{2-} (в составе морской воды) и H_2S (вырабатываемого в процессе бактериальной сульфатредукции). Разделение элементов происходит из-за наличия градиента физико-химических параметров в области рудоотложения.

Барит и галенит осаждаются в умеренно восстановительных обстановках при почти равных и низких концентрациях сульфат- и сульфид-ионов в растворе. Однако подобные условия не являются геохимическим барьером для сульфидов Zn, Fe и Mn. Для образования сфалерита требуются почти на три порядка более высокие концентрации сульфидной серы, чем для кристаллизации галенита. Этот момент имеет принципиальное значение. Нет оснований считать, что, в отличие от других месторождений данного региона, ушкатынские руды образуются за счет каких-то «особых» гидротерм, специализирующихся именно на Pb. Кроме того, в марганцевых рудах и вмещающих их известняках самого месторождения Ушкатын-III средние отношения Zn/Pb варьируют от 1/1 до 460/1. То есть, Zn был в рудообразующей системе, но из-за низких концентраций H_2S отсутствовали условия для массового осаждения системе, но из-за низких концентраций H_2S отсутствовали условия для массового осаждения системе, но из-за низких концентраций H_2S отсутствовали условия для массового осаждения системе, но из-за низких концентраций H_2S отсутствовали условия для массового осаждения системе, но из-за низких концентраций H_2S отсутствовали условия для массового осаждения системе, но из-за низких концентраций H_2S отсутствовали условия для массового осаждения сралерита. Еще более высокие, чем для сфалерита, концентрации H_2S необходимы для кристаллизации сульфидов Fe и Mn. Поэтому, также как и Zn, эти металлы сохранялись в растворе и покидали область рудоотложения. В дальнейшем, Fe и Mn накапливаются в окислительных условиях, а Zn рассеивается в окружающей среде.

Таким образом, приуроченность барит-свинцовых залежей к краевой части палеоконтинентального рифта, локализация среди карбонатных отложений, явные признаки гидротермального наложенного на вмещающие породы происхождения рудной минерализации при отсутствии большого временного интервала между породо- и рудогенезом, высокие содержания в рудах сульфидной составляющей, негативные значения δ^{34} S в сульфидах объединяют месторождение Ушкатын-III с месторождениями так называемого ирландского типа. Последние в настоящее время рассматриваются как промежуточные по условиям и механизмам формирования между месторождениями SEDEX (*Sedimentary exhalative*) и MVT (*Mississippi Valley-type*) типов [Wilkinson, 2014]. Особенность объектов всех перечисленных типов состоит в том, что они образуются за счет растворов, циркулирующих в осадочных толщах, а вклад магматических (главным образом, вулканических) процессов, если и проявлен, то сводится к поставке тепла, активизировавшего гидротермальную систему. Растворы формируются при участии захороненных эвапоритовых рассолов, а главным источником рудных элементов служат обломочные красноцветные отложения. Однако от эталонного для ирландского типа месторождения Лишен (*Lisheen*) месторождение Ушкатын-Ш отличается высокими содержаниями барита, очень низкими – сфалерита, а, кроме того, барит-галенитовое оруденение здесь сопровождается крупными залежами гидротермально-осадочных руд Fe и Mn. Таким образом, месторождение Ушкатын-Ш имеет свою ярко выраженную специфику и может быть выделено в особый тип, объединяющий приповерхностные гидротермальные (BaSO₄–Pb) и гидротермально-осадочные (Fe–Mn) залежи.

Литература

Брусницын А.И. Геохимия марганценосных отложений месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан // Металлогения древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2020. С. 41–45.

Жайремский горно-обогатительный комбинат. Годовой отчет за 2015 год. Издательство АО ЖГОК, 2015. 103 с.

Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 232 с.

Митряева Н.М. Минералогия барит-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата: Наука, 1979. С. 219.

Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений Атасуйского и Никопольско-чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 116–121.

Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. М.: Недра, 1989. 207 с.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2018. 437 p.

Wilkinson J.J. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives // Treatise on geochemistry. Second edition. Vol. 13. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 219–250.

Н.П. Сафина, И.Ю. Мелекесцева, Н.Р. Аюпова

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии, Институт минералогии, г. Миасс, safina@ilmeny.ac.ru

Минералого-геохимические особенности пиритовых конкреций рудных диагенитов колчеданных месторождений Урала

Пиритовые конкреции широко распространены в колчеданных месторождениях Урала. Они встречаются в околорудных вулканогенно-осадочных породах (черные сланцы, госсаниты и др.) и рудных диагенитах – тонкослоистых рудах, преобразованных в условиях диагенеза и обогащенных пиритом, халькопиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом, магнетитом, гематитом [Maslennikov et al., 2019]. В настоящей работе приведены результаты сравнения морфологии и минералого-геохимических особенностей конкреций пирита из рудных диагенитов слабометаморфизованных колчеданных месторождений, принадлежащих различным рудно-формационным типам и ассоциирующих с различными фоновыми осадками: Сафьяновское (черные сланцы, рудно-алтайский), Талганское (гиалокластиты, уральский) и Дергамышское (серпентиниты, атлантический).

Сафьяновское медно-цинково-колчеданное месторождение расположено в Режевском рудном районе на Среднем Урале, в пределах Восточно-Уральского поднятия. Рудовмещающей является толща дацитов и риолитов среднего девона с прослоями вулканогенно-осадочных пород и черных сланцев мощностью до 500 м [Язева и др., 1991]. Месторождение вклю-

Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

чает десять рудных линз мощностью до 40 м, залегающих на трех стратиграфических горизонтах на глубинах от 190 до 400 м. По результатам картирования рудная залежь реконструирована как сильно разрушенный холм черного курильщика, расчлененный многочисленными телами дацитового состава [Масленников, 2006]. Его основу составляют гидротермальные руды с трубами черных курильщиков, оруденелой фауной и колломорфными текстурами. На склонах и флангах холмообразной залежи отмечается чередование обломочных сульфидных слоев (брекчии, песчаники и диагениты) с черными сланцами. Мощность горизонтов достигает 5 м.

Талганское медноколчеданное месторождение расположено в Верхнеуральском рудном районе на Южном Урале в пределах Западно-Магнитогорской зоны. Рудовмещающей является риолит-дацитовая толща среднего девона мощностью 170–1000 м. На месторождении присутствует около 10 рудных линз мощностью 1–30 м, залегающих на глубинах 100–270 м. Реликтовый сульфидный холм перекрыт мелкообломочными рудами и слоистыми госсанитами [Масленников, 2006]. На склонах холма встречаются сульфидные брекчии с обломками халькопирит-пирит-сфалеритовых труб черных курильщиков. Тонкослоистые руды (в том числе рудные диагениты) широко распространены на флангах месторождения, где они образуют несколько горизонтов мощностью 2.5–2.8 м, разделенных ярко-красными слоями хлоритизированных гиалокластитов и госсанитов.

Дергамышское кобальт-медноколчеданное месторождение находится в Баймак-Бурибайском рудном районе на юге Республики Башкортостан. Месторождение приурочено к зоне Главного Уральского разлома, находится на западном крыле региональной синформы [Зайков и др., 2009]. Рудовмещающей является толща, сложенная брекчированными серпентинитами мощностью 300–400 м. Основное рудное тело имеет ширину 150–200 м, мощность 6.5–40 м. Оно состоит из линз, пересекающихся с тонкими прослоями брекчированных серпентинитов и хлоритизированных ультрамафитов. Рудная залежь реконструирована как сильно разрушенный сульфидный холм с обломками халькопирит-пиритовых и кальцит-пиритовых труб черных курильщиков, колломорфных руд и оруденелой фауны [Масленников и др., 2014]. Верхняя часть сульфидного холма сложена крупнообломочными пиритовыми брекчиями с обломками халькопирит-пиритовых труб, перекрытых прослоями сульфидных гравелитов, песчаников и алевролитов мощностью 1–10, редко, до 20 см.

Материал для исследований отобран авторами на месторождениях в ходе полевых работ. Оптические исследования аншлифов проводились на микроскопе Olympus BX51 с цифровой приставкой (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН). Точечные анализы и микрогеохимическое картирование проведено на масс-спектрометре Agilent 7700х с программным комплексом Mass Hunter и лазерной приставкой New Wave Research UP-213 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик Д.А. Артемьев). Содержания элементов-примесей в конкрециях Талганского месторождения получены методом ЛА-ИСП-МС в Тасманийском университете (г. Хобарт, Австралия, аналитики В.В. Масленников, С.П. Масленникова) на лазерном микрозонде New Wave Research UP-213, соединенного с масс-спектрометром Agilent 7700 х.

На *Сафьяновском месторождении* конкреции пирита широко распространены в сульфидно-черносланцевых диагенитах, которые представляют собой чередование сульфидных слоев (мощность 1–3 см) и черных сланцев (С_{орг} до 3.5 мас. %) мощностью от нескольких миллиметров до 1 см. Конкреции размером 200 мкм имеют удлиненную морфологию и зональную структуру (рис. 1а). Ядро мелкокристаллического пирита (Py1) состоит из идио- и гипидиоморфных кристаллов (1–2 мкм) и редких фрамбоидов (5–7 мкм) пирита с включениями хлорита, гидрослюды, сфалерита и халькопирита. Ядро постепенно замещается ангедральным мелкозернистым пиритом (Py2) с включениями галенита, алтаита, блеклой руды, ковеллина и редких халькопирита и сфалерита. Внешняя кайма толщиной до 50–60 мкм сло-



Рис. 1. Пиритовые конкреции Сафьяновского (а), Талганского (б), Ишкининского (в) месторождений. Отраженный свет. Ру – пирит, ро – пирротин, chp – халькопирит, sph – сфалерит, gln – галенит.

жена крупнокристаллическим пиритом (РуЗ) с редкими включениями кварца, рутила, галенита и арсенопирита.

Пиритовые конкреции Талганского месторождения обнаружены в тонкослоистых сульфидно-карбонатно-гиалокластитовых диагенитах, которые представляют собой ритмичное переслаивание сульфидных слоев (мощностью до нескольких см) и пелитовых карбонатно-гиалокластитовых слоев (мощностью до 0.5 мм). Круглые конкреции диаметром 30– 200 мкм с трещинами синерезиса равномерно распределены в матрице диагенитов, состоящей из кварца, кальцита, хлорита и иллита (рис. 16). Конкреции имеют зональное строение с двумя, реже тремя зонами. Ядро состоит из мелкозернистого пирита (Ру1) с многочисленными включениями хлорита, иллита, кальцита, рутила, галенита, сфалерита и халькопирита (рис. 16). Кайма толщиной до 20–30 мкм сложена параллельно-столбчатыми субгедральными агрегатами пирита (Ру3) с редкими включениями халькопирита, галенита и ксенотима.

Пиритовые конкреции Дергамышского месторождения присутствуют в сульфидно-серпентинитовых гравелитах мощностью 20 см, расположенных в виде прослоя внутри рудного тела. Многочисленные линзовидные и сглаженные угловатые агрегаты кристаллического пирита размером от нескольких сотен микрометров до 3 мм характеризуются пористым ядром, состоящим из пластинчатых агрегатов пирротина (Ро) и нерудных минералов, образующих сетчатую структуру, окруженным каймой из кристаллического пирита (РуЗ) (рис. 1в). В ядре наблюдаются мелкие зерна пирита, халькопирита, пентландита и кобальтита.

По данным ЛА-ИСП-МС анализа в конкрециях Сафьяновского месторождения накапливается большая часть микроэлементов, включая (здесь и далее, среднее, г/т) Ti (24.3), Cr (3.4), As (0.6 %), Se (85.4), Mo (67.1), Ag (182), Sn (2.16), Ba (18.6), Au (11.2), Tl (11.1), Bi (11.9) и U (0.22). Конкреции Талганского месторождения насыщены V (2.9), Mn (231), Cu (0.2 %), Zn (82), Cd (4), Sb (185), Te (9.5), W (24) и Pb (0.3 %), а в конкрециях Дергамышского месторождения сосредоточены Co (627) и Ni (746). Максимальные содержания большинства элементов установлены в ядрах конкреций. Однако содержания некоторых элементов (Pb, As, Sb, Ti, Cu, Mn) в каймах конкреций иногда могут достигать максимума. Так, в промежуточной зоне конкреций Сафьяновского месторождения концентрируется Pb (0.3 %), а во внешней кайме – As (0.7 %) и Ti (30). В кайме конкреции Талганского месторождения накапливаются Cu (0.8 %) и Mn (734), Дергамышского – As (873) и Sb (42).

По данным ЛА-ИСП-МС картирования ядро конкреции Сафьяновского месторождения обогащено Zn, Mn, Au и Bi, а промежуточная зона – Мо и Bi в отличие от конкреций других месторождений (рис. 2). Общим для ядра конкреций Сафьяновского и Талганского месторождений является обогащение Co, Ni и Sb. На Дергамышском месторождении кайма конкреции неравномерно обогащена Co, Ni и Sb. Аналогичным образом As ведет себя в конкрециях Сафьяновского и Талганского месторождений, где он сосредоточен в каймах конкреций. В конкрециях Талганского месторождения As, наоборот, преобладает в ядре. Свинец концентриру-



Рис. 2. Карты распределения элементов-примесей в конкрециях пирита из сульфидно-черносланцевых диагенитов Сафьяновского месторождения.

ется в промежуточной зоне и ядре конкреций Сафьяновского и Талганского месторождений, соответственно, и неравномерно распределен в конкрециях Дергамышского месторождения. Содержания Си более высокие в ядре всех конкреций. Селен Сафьяновского и Дергамышского месторождений накапливается в ядре и кайме конкреций и относительно равномерно распределен в конкрециях Талганского месторождения. Серебро приурочено к ядру в конкрециях Талганского месторождения, промежуточной зоне и кайме в конкрециях Сафьяновского месторождения и равномерно распределено в конкрециях Дергамышского месторождения. Таллий обогащает ядро и промежуточную зону конкреций из Сафьяновского и Талганского месторождений и неравномерно распределен в кайме конкреции Дергамышского месторождения.

Ядра конкреций, как правило, обогащены микроэлементами по сравнению с другими зонами. Подобное распределение установлено в конкрециях пирита из колчеданных месторождений Лаханос (Турция) и Брейсмак-МакЛеод (Канада) [Genna, Gaboury, 2015; Масленников и др., 2017]. Это объясняется формированием ядра из диагенетических флюидов, обогащенных микроэлементами в результате растворения нестабильных первичных гидротермальных обломков пирита, сфалерита и халькопирита с включениями галенита, теллуридов, блеклых руд и других сопутствующих рудных минералов. Также низкотемпературный быстрый рост во время раннего диагенеза позволяет микроэлементам встраиваться в структуру пирита или концентрироваться в виде очень мелких (<5 мкм) включений [Large et al., 2007, 2009]. Кристаллический пирит по краям конкреций, в основном, обеднен микроэлементами из-за истощения позднедиагенетических поровых флюидов микроэлементами и его более медленной кристаллизации при относительно более высоких температурах, что приводит к кристаллизации включений акцессорных минералов.

Влияние фоновых отложений (черные сланцы, гиалокластиты, карбонаты, серпентиниты) очевидно из общего состава микроэлементов конкреций. В конкрециях из сульфидно-черносланцевых диагенитов Сафьяновского месторождения накапливается большая часть микроэлементов. Благоприятные восстановительные условия для накопления микроэлементов связаны с органическими осадками. Конкреции из сульфидно-карбонатно-гиалокластитовых диагенитов Талганского обогащены элементами, которые связаны с присутствием гиалокластического материала (V, Mn, W) и рудокластов с многочисленными включениями акцессорных Те-, Pb- и Sb-содержащих минералов (Cu, Zn, Cd, Te, Pb). По сравнению с конкрециями Сафьяновского и Талганского месторождений, конкреция из сульфидно-серпентинитовых диагенитов Дергамышского месторождения показывает максимальные содержания Со и Ni, которые являются типичными микроэлементами ультраосновных пород и первичных руд [Melekestseva et al., 2013].

Таким образом, независимо от рудно-формационного типа колчеданных месторождений (рудно-алтайский, уральский или атлантический), диагенетические процессы с образованием зональных конкреций пирита сходны для всех рассмотренных месторождений. Зональная структура конкреций отражает стадийность образования каждой зоны и указывает на то, что диагенез играет важную роль в формировании химического состава конкреций и набора акцессорных минералов. Присутствие различных фоновых отложений (черные сланцы, гиалокластиты, карбонаты, обломочные серпентиниты) является ключевым фактором, влияющим на разнообразие акцессорных аутигенных минералов в конкрециях пирита.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы № АААА-А19-119061790049-3.

Литература

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: Геотур, 2009. 376 с.

Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю., Сафина Н.П., Белогуб Е.В., Ларж Р.Р., Данюшевский Л.В., Целуйко А.С., Гладков А.Г., Крайнев Ю.Д. Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014. 340 с.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Артемьев Д.А., Целуйко А.С. Микротопохимия марказит-пиритовой конкреции в иллит-гематитовых госсанитах медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Понтиды, Турция) по данным ЛА-ИСП-МС // Минералогия. 2017. Т. З. № 3. С. 48–70.

Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология и рудные парагенезисы Сафьяновского колчеданного месторождения в среднеуральском шарьяже // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 47–58.

Genna D., Gaboury D. Deciphering the hydrothermal evolution of a VMS system by LA-ICP-MS using trace elements in pyrite: An example from the Bracemac-McLeod deposits, Abitibi, Canada, and implication for exploration // Economic Geology. 2015. Vol. 110. P. 2087–2108.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia // Economic Geology. 2007. Vol. 102. P. 1233–1267.

Large R.R., Danyushevsky L., Hollit H., Maslennikov V.V., Meffre S., Gilbert S., Bull S., Scott R., Emsbo P., Thomas H., Singh B., Foster J. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits // Economic Geology. 2009. Vol. 104. P. 635–668.

Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Y., Large R.R., Herrington R.J., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Maslennikova S.P. et al. Mineralogical features of ore diagenites in the Urals massive sulfide deposits, Russia // Minerals. 2019. Vol. 3. № 150.

Melekestseva I.Y., Zaykov V.V., Nimis P., Tret'yakov G.A., Tessalina S.G. Cu-(Ni-Co-Au)-bearing massive sulfide deposits associated with mafic-ultramatic rocks of the main Urals fault, South Urals: Geological structures, ore textural and mineralogical features, comparison with modern analogs // Ore Geology Reviews. 2013. Vol. 52. P. 18–37.

Л.Р. Жданова

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург zh_lada00@mail.ru

Редкие минералы марганцевых пород Учалинского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) (научный руководитель – к.г.-м.н. Е.Н. Перова)

Совместная локализация колчеданных руд и марганцевых пород, которая проявляется на территории Учалинского месторождения (Южный Урал), дает возможность наблюдать разнообразие редких минералов. Марганцевые породы Учалинского месторождения впервые были описаны П.И. Пирожком с соавторами [Пирожок и др., 2000, 2012]. В этих работах кратко описаны породообразующие минералы марганцевых пород. При дальнейшем изучении марганцевых пород, пространственно сопряженных с колчеданными рудами, впервые обнаружены некоторые редкие минералы. Образцы для изучения были предоставлены кафедре минералогии СПбГУ П.И. Пирожком и М.И. Орловым.

Учалинское месторождение располагается на восточной окраине г. Учалы, в северной части Магнитогорского мегасинклинория, на основании которого, сложенном вулканогенными породами, залегают вулканогенно-осадочные и осадочные толщи, выполняющие мульды. Подавляющее большинство рудных тел месторождения залегает в породах карамалыташской свиты, которая подразделяется на четыре толщи: базальтовую, кислых вулканитов, базальтовых и андезибазальтовых вулканитов и дацитовых, риодацитовых и риолитовых вулканитов [Серавкин и др., 1994].

На Учалинском месторождении установлены три типа марганцевых пород: родонитовые, пьемонтитовые и браунитовые [Пирожок и др., 2012]. Изученные нами редкие минералы располагаются в родонитовых породах, представленных пластовыми телами небольшой мощности, которые приручены к андезибазальтовому и кремнистому комплексам, залегающим на северо-восточном фланге рудного поля [Пирожок и др., 2000]. Главными породообразующими минералами являются родонит, марганцевый гроссуляр, марганцевый андрадит, кальцит и тефроит [Пирожок и др., 2012]. В составе пород нами обнаружены редкие минералы – саркинит, свабит, черновит, а также редкоземельный минерал из группы эпидота. В ходе исследования четырех плоских полированных шлифов методом энергодисперсионного анализа был изучен химический состав минералов, а также формы выделения и минеральные ассоциации. Работы проведены с использованием ресурсов в РЦ «Геомодель» и РЦ «Микроскопии и микроанализа» СПбГУ.

Саркинит Mn₂AsO₄(OH) – марганцевый арсенат, который образует агрегаты размером 5–25 мкм в ассоциации с марганцевыми гумитами, якобситом, гаусманитом, родохрозитом и флюоритом. В некоторых выделениях саркинита встречаются включения кутнагорита. Саркинит содержит примесь СаО (табл. 1).

Свабит $Ca_5(AsO_4)_3F$ – минерал из класса арсенато-фосфатов диагностирован в ассоциации с марганцевыми гумитами, бементитом и якобситом. Он найден как в виде единичных зерен, так и скоплений агрегатов не более 20 мкм. В химическом составе свабита определены примеси MnO и P₂O₅ (табл. 1).

Черновит YASO₄ – редкоземельный арсенат – обнаружен в составе родонит-кальцитовой и кальцит-гумитовой ассоциаций. В кальцит-гумитовой ассоциации черновит представлен одиночным изометричным выделением размером до 1 мкм, контактирующим со сплошными гумитовыми массами. В родонит-кальцитовой ассоциации минерал представлен изометрич-

ными выделениями не более 7 мкм в ассоциации с родонитом и кальцитом. Химический состав черновита представлен в табл. 1, из которой видно, что позицию У могут замещать РЗЭ.

Помимо описанных выше минералов в составе марганцевых пород обнаружен минерал из группы эпидота, содержащий в своем составе РЗЭ. Минерал найден в ассоциации с родонитом и марганцевым гроссуляром в виде скоплений агрегатов размером до 20 мкм или в виде единичных зерен, размеры которых не превышают 5 мкм. Химический состав и рассчитанные коэффициенты РЗЭ-эпидота по классификации, предложенной в работе [Armbruster et al., 2006], указывают на их принадлежность к изоморфному ряду эпидот-пьемонтит (табл. 2).

Образование описанных выше минералов, предположительно, связано с перекристаллизацией колчеданных руд, что, однако, не может объяснить содержание As. Данная работа подтверждает необходимость дальнейших исследований, нацеленных на более полное описание минералогии марганцевых проявлений Учалинского месторождения.

Таблица 1

10	Саркин	инит Свабит		Черновит			
компоненты	1	2	1	2	1	2	
SiO ₂	0.56	0.00	1.07	0.00	18.92	2.10	
As ₂ O ₃	42.55	42.84	51.64	53.58	27.52	42.82	
P_2O_5	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.44	1.15	42.67	42.58	6.08	4.24	
MnO	53.97	53.14	1.12	1.63	20.87	2.18	
Y,O,	0.00	0.00	0.00	0.00	6.08	35.32	
Gd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.69	
Dy ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.48	
Nd ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97	
Sm ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79	
Er ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.08	
Yb ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	
F	0.00	0.00	2.05	2.14	0.00	0.00	
Сумма	97.51	97.13	98.84	99.93	100.00	98.66	
	Коэффи	циенты в к	ристаллохи	мической форм	муле		
Si	0.02	0.00	0.11	0.00	0.51	0.07	
As	0.97	0.98	2.88	2.99	0.45	0.91	
Р	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	
Сумма	0.99	0.98	3.02	2.99	1.04	0.98	
Са	0.02	0.05	4.88	4.87	0.00	0.16	
Mn	1.99	1.97	0.10	0.15	0.00	0.06	
Υ	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.66	
Gd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	
Sm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Er	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	
Yb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Сумма	2.01	2.02	4.98	5.01	0.96	0.99	
F	0.00	0.00	0.69	0.72	0.00	0.00	

Химический состав (мас. %) и коэффициенты в формуле минералов

Примечание. Расчет формул минералов проводился на четыре, восемь и два катиона для саркинита, свабита и черновита, соответственно, по методике [Булах и др., 2014].

Таблица 2

Химический состав (мас. %) и коэффициенты в формуле минерала группы эпидота

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	34.15	33.62	33.31	34.70	37.9
TiO,	0.00	0.00	0.00	0.15	6.45
Al ₂ O ₃	20.9	20.35	15.97	21.07	18.84
FeO	6.44	5.10	11.66	1.95	4.84
MnO	6.23	6.52	5.19	11.89	5.50
MgO	0.00	0.00	0.97	0.34	1.03
CaO	15.98	16.27	16.97	17.44	19.27
Y ₂ O ₃	0.57	0.21	0.00	0.00	0.00
La ₂ O ₃	1.07	0.76	2.37	0.98	0.00
Ce ₂ O ₃	1.58	1.65	4.23	1.44	1.15
Pr ₂ O ₃	0.65	0.65	0.00	0.00	0.00
Nd ₂ O ₃	3.02	2.65	2.11	0.89	0.00
Sm ₂ O ₃	0.83	0.50	0.00	0.00	0.00
Сумма	91.42	88.28	<i>92.78</i>	90.87	94.98
	Коэфф	оициенты	в формуле	2	
Ca	1.53	1.55	1.62	1.67	1.84
Y	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
La	0.03	0.03	0.08	0.03	0.00
Ce	0.05	0.05	0.14	0.05	0.03
Pr	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Nd	0.09	0.08	0.07	0.03	0.00
Sm	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00
Сумма REE	0.25	0.21	0.29	0.10	0.03
Mn^{2+}	0.10	0.00	0.09	0.23	0.00
Сумма А	1.88	1.76	2.00	2.00	1.87
Mn^{2+}	0.01	0.00	0.18	0.02	0.00
Mn ³⁺	0.35	0.49	0.13	0.62	0.37
Fe ³⁺	0.47	0.38	0.88	0.14	0.32
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.13	0.04	0.12
Al	2.16	2.14	1.70	2.15	1.76
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.38
Сумма М	3.00	3.01	3.01	2.98	2.95
Si	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
OH	1.20	1.22	1.18	1.46	1.10
0	11.80	11.78	11.82	11.54	11.90

Примечание. Расчет проводился на три катиона в позиции Si по методике [Булах и др., 2014].

Литература

Булах А.Г., Золотарев А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб: СПбГУ, 2014. 132 с.

Пирожок П.И., Перова Е.Н., Орлов М.П. Марганцевая минерализация Учалинского медно-колчеданного месторождения // Металлогения древних и современных океанов-2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 78–182. Пирожок П.И., Перова Е.Н., Орлов М.П. К вопросу о марганцевой минерализации на Учалинском месторождении (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа, 2012. № 9. С. 183–187.

Серавкин И.Б., Пирожок П.И., Скуратов В.Н. Минеральные ресурсы Учалинского ГОКа. Уфа: Башкирское книжное издательство, 1994. 328 с.

Armbruster T., Bonazzi P., Akasaka M., Bermanec V., Chopi N.C., Gieré R., Heuss-Assbichler S., Liebscher A., Menchetti S., Pan Yu., Pasero M. Recommended nomenclature of epidote-group minerals // European Journal of Mineralogy. 2006. Vol. 18. P. 551–567.

Л.Р. Тагирова¹, Р.Р. Хасанов¹, И.Ф. Каюмов² ¹– Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань leisan.tagirova@bk.ru ²– ООО Геотехцентр, г. Орск

Минеральный и химический состав руд Западно-Ащебутакского колчеданного месторождения (Орское Зауралье)

Рудная минерализация колчеданного типа широко распространена на Южном Урале в пределах Магнитогорской мегазоны и связана с островодужными вулканогенными формациями [Медноколчеданные..., 1988; Косарев, 2010]. Западно-Ащебутакское месторождение медно-цинковых руд находится в Домбаровском и Новоорском районах Оренбургской области и относится к Ащебутакскому рудному району, который расположен в пределах Ащебутакско-Джусинской структурно-формационной зоны Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги [Косарев, 2013; Гаськов, 2015]. Промышленное значение месторождения определяется высокой ценностью и востребованностью главного компонента руд – Си. В настоящей работе приведены результаты минералого-геохимического исследования рудной минерализации месторождения.

Месторождение приурочено к Ащебутакскому плутоно-вулканическому комплексу (D₂-D₃fr), где рудные тела залегают между толщами вулканитов преимущественно среднего и кислого состава. В пределах Западно-Ащебутакского месторождения выделено одно маломощное рудное тело пластообразной формы [Гаськов, 2015]. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит и сфалерит, второстепенными – галенит, теннантит, марказит и др. [Каюмов и др., 2017]. Нерудные минералы представлены кварцем, карбонатами и баритом. По содержаниям главных компонентов руды на месторождении разделены на медные и медно-цинковые типы. Структуры руд обычно зернистые, текстуры – массивные, прожилково-вкрапленные и брекчиевые. По структурно-текстурным особенностям руды подразделяются на два основных промышленных типа – сплошные и вкрапленные.

Образцы руд были изучены при помощи поляризационного микроскопа в отраженном свете. По морфологическим признакам в них можно выделить до трех генераций главных рудных минералов (пирит, халькопирит и сфалерит), характеризующих различные стадии формирования медно-цинковой минерализации.

Сплошные руды слагают большую часть рудного тела. Они характеризуются массивной, реже полосчатой текстурой и мелкозернистой структурой. В минеральном составе руд преобладают пирит, халькопирит и, реже, сфалерит. Второстепенные минералы представлены ковеллином, халькозином, борнитом, арсенопиритом, гематитом, марказитом и мельниковитом. Из нерудных минералов встречаются хлорит и серицит.

Вкрапленные руды обладают вкрапленной или прожилково-вкрапленной текстурой и преимущественно среднезернистой структурой. Главные рудные минералы представлены пи-

ритом, халькопиритом и сфалеритом, из второстепенных минералов встречаются теннантит и галенит. Минеральный состав вкрапленных руд отличается от руд сплошного типа большей частотой встречаемости сфалерита. Нерудные минералы представлены хлоритом, серицитом, флогопитом, мусковитом и карбонатами.

По данным рентгенофлюоресцентного анализа в рудах месторождения Zn (3.8 %) преобладает над Cu (1.9 %). По этому показателю месторождение относится к уральскому типу (Zn>Cu) [Серавкин, 2001]. В то же время, по ряду признаков колчеданные месторождения Домбаровского рудного района имеют сходство с рудами кипрского типа [Серавкин, 2001].

По данным ИСП МС руды месторождения содержат Pb, As, Cd, Sb, Se, Co, Ga и P3Э с широко варьирующими концентрациями (табл.) (масс-спектрометр ICap Qc, ThermoFisher (Германия), Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, аналитик Б. Гареев). Повышенные содержания Pb и Co характерны для сплошных руд, Cd и Se – для вкрапленных. Во вмещающих породах накапливаются Pb, Sb, Ga и P3Э. Суммарные содержания P3Э заметно выше в рудах вкрапленного типа и вмещающих породах и ниже – в сплошных рудах, что соответствует закономерностям, выявленным при изучении продуктов гидротермального рудообразования на дне Мирового океана [Бутузова, 2003]. Установлено, что Cu находится в отрицательной зависимости со всем комплексом P3Э, а Zn, напротив, демонстрирует положительные связи. Это может указывать на поступление P3Э совместно с Zn в составе более поздних порций рудных растворов, которые приводили к кристаллизации сфалерита. Европиевая аномалия (Eu/Sm) [Бутузова, 2003] невысокая и, в среднем, для руд и вмещающих пород месторождения составляет 0.24 (в сплошных рудах – 0.25).

Таблица

	Типы руд							Вмещ	ающие
Элементы	сплошные				вкрап	породы			
Pb	5202.8	536.2	2681.1	574.0	186.8	664.9	313.6	180.7	17.3
As	2462.1	1098.1	2020.3	2154.1	1264.6	1175.9	1238.9	154.2	30.6
Cd	71.72	93.87	356.3	903.1	200.7	83.78	24.45	2.12	2.13
Sb	87.48	55.18	123.7	68.52	39.34	55.76	187.7	114.3	5.7
Se	2.06	9.12	1.54	4.59	4.53	4.70	9.58	_	_
Co	208.8	400.9	78.43	85.64	288.7	152.80	24.48	12.82	16.71
Ga	13.20	6.49	20.08	81.91	12.78	14.83	6.04	10.28	23.29
La	1.46	2.35	0.10	7.94	2.04	1.51	0.92	6.82	12.01
Ce	1.19	5.33	_	18.75	5.13	3.11	1.60	10.91	22.05
Pr	_	_	_	2.34	_	_	_	1.02	2.20
Nd	1.14	5.07	0.22	14.16	4.56	4.10	2.25	6.76	9.65
Sm	0.20	1.30	0.10	2.49	1.43	1.64	0.93	1.77	1.91
Eu	0.06	0.29	0.05	0.47	0.33	0.31	0.27	0.56	0.45
Gd	0.16	1.26	0.11	1.89	2.11	2.62	1.50	1.39	1.26
Tb	0.02	0.20	0.02	0.34	0.40	0.47	0.29	0.17	0.16
Dy	0.11	1.18	0.19	2.17	2.62	3.31	2.11	0.73	0.95
Но	0.02	0.25	0.04	0.49	0.57	0.73	0.50	0.12	0.20
Er	0.05	0.75	0.14	1.48	1.68	2.29	1.58	0.27	0.64
Tm	0.01	0.11	0.02	0.23	0.25	0.35	0.24	0.03	0.11
Yb	0.05	0.72	0.15	1.62	1.70	2.41	1.67	0.18	0.76
Lu	0.01	0.11	0.03	0.22	0.25	0.35	0.24	0.03	0.11
ΣРЗЭ	4.48	18.92	1.17	54.59	23.07	23.2	14.1	30.76	52.46

Содержания элементов-примесей в рудах и породах Западно-Ащебутакского месторождения (г/т)

Примечание. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения метода.

Таким образом, изученные руды Западно-Ащебутакского месторождения характеризуется определенной последовательностью кристаллизации минералов. Минералообразование происходило в две стадии. В первую стадию, в результате привноса Fe и Cu, кристаллизовались основные рудные минералы (пирит, халькопирит). На второй стадии происходило осаждение Zn и большого количества сопутствующих металлов (в т. ч. РЗЭ) с образованием более широкого спектра сульфидов (сфалерита, теннантита, галенита и др.).

Литература

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2003. 156 с.

Гаськов И.В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015. № 2. С. 17–39.

Каюмов И.Ф., Галиченко В.Н., Гордеева Н.В., и др. Отчет о проведении оценочных работ на месторождении медно-цинковых руд Западно-Ащебутакское с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2017 г. Геологический отчет. Орск: Росгеолфонд, Центральное фондохранилище, 2017.

Косарев А.М. Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера. 2010. № 3. С. 177–184.

Косарев А.М. Колчеданоносные вулканические пояса Магнитогорской мегазоны на Южном Урале // Колчеданные месторождения – геология, поиски, добыча и переработка руд. Мат. Всерос. научн. конф. (V Чтения пам. С.Н. Иванова). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 80–82.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение / Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.

Серавкин И.Б. Проблемы и некоторые результаты изучения колчеданных месторождений Южного Урала // Геологический сборник. Информационные материалы: юбилейный выпуск. Уфа: Уфимский научный центр, Институт геологии, 2001. С. 133–151.

Н.Р. Аюпова, Е.В. Сафина

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс aupova@mineralogy.ru

Минеральный состав пород надрудной слоистой пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Восточные Понтиды)

Медно-цинково-колчеданное месторождение Лаханос расположено в юго-западной части осадочно-вулканогенного пояса Восточных Понтид (Турция) и ассоциирует с бимодальным островодужным комплексом мезозойского океана Тетис. В геологическом строении месторождения участвуют три серии вулканических пород: 1) нижняя базальтовая, состоящая из толеитовых базальтовых лав (C₂t), 2) нижняя дацитовая, сложенная лавами кислых вулканитов и их вулканокластитов с переслаивающимися известняками (C₂cn-cm) и 3) верхняя вулканическая, представленная потоками и пирокластикой пироксеновых базальтов и андезитов (C₂cm-e) [Özgür, 1993]. Рудные тела приурочены к нижнему горизонту вулканогенно-осадочных пород дацитового состава и перекрываются крупно-кварцевыми риолитами [Leitch, 1981; Özgür, 1993]. Месторождение представлено двумя линзами протяженностью 700 м, шириной 400 м и наибольшей мощностью до 40 м [Leitch, 1981]. Под рудными телами находится зона серицит-кварцевых метасоматитов. В нижней части рудных тел залегают массивные пиритовые руды, которые к кровле сменяются барит и теннантит-галенит-сфалерит-борнит-халькопиритовыми рудами. Значительный объем руд составляют сульфидные брекчии и турбидиты [Revan et al., 2014]. Над рудным телом на всем его протяжении (~600 м) залегает слоистая пачка (мощностью 0.5–1.5 м), сложенная переслаивающимися госсанитами, разноцветными аргиллитами и гиалокластогенными песчаниками кислого состава [Аюпова, Масленников, 2013]. Подобные рудоносные отложения фиксируют положение уровней сульфидоотложения и могут быть опознаны в геологическом разрезе рудовмещающих толщ Восточных Понтид [Revan et al., 2019].

В данной работе рассмотрен минеральный состав пород слоистой пачки с целью установления источника вещества для их формирования и степени преобразования. Минеральный состав пород изучен под микроскопом Olympus BX51. Химический состав минералов исследован с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик И.А. Блинов). Количественный анализ проведен с использованием эталонов MINM-25-53 фирмы «ASTIMEX Scientific Limited» (стандарт № 01-044) и стандарт № 1362 фирмы «Microanalysis Consultants Ltd.».

Мелкообломочные кластогенные руды в кровле рудного тела непосредственно перекрываются тонкослоистыми (мощность слойков до 0.4 мм), неравномерно окрашенными в красновато-бурые цвета продуктами субмаринного окисления колчеданных руд – госсанитами. Для них характерны обломки руды изометричной формы с признаками растворения и замещения тонкодисперсными оксидами Fe и более поздние сегрегации фрамбоидального пирита и марказит-пиритовые конкреции [Аюпова, Масленников, 2013; Масленников и др., 2017]. С сульфидной минерализацией тесно ассоциируют самородное золото, теннантит, галенит, айкинит, виттихенит и эмплектит. Не менее важным компонентом госсанитов являются угловатые и сглаженно-угловатые фрагменты тонкообломочного (до 30 мкм) вулканического стекла, замещенные тонкозернистыми агрегатами кварца с примесью тонкочешуйчатых выделений монтмориллонита и иллита, окруженные каймой из окси-гидроксидов Fe. Цементирующая масса представлена тонкодисперсным глинисто-железисто-кремнистым материалом с многочисленными включениями кристаллов апатита.

В основной глинисто-железисто-кремнистой массе отдельных слойков госсанитов обнаружены округлые образования (диаметр до 60 мкм) карбонатно-кремнистого состава, по внутреннему строению соответствующие радиоляриям и редко – фораминиферам (рис. а). В единичных случаях присутствуют бактериоморфные образования длиной до 200 мкм клетчатого строения (размер 7–10 мкм), состоящие из сидерита.

Розовые, белые и серые *аргиллиты* представляют собой микрослоистые породы с характерными признаками текстур оплывания слойков и тонкой вкрапленностью пирита с размером отдельных кристаллов до 60 мкм; наблюдаются линзовидные выделения из фрамбоидов пирита. В основной глинисто-кремнистой массе аргиллитов сосредоточены обломки вулканического стекла размером до 150 мкм, которые замещены монтмориллонит-кварцевым веществом. В межобломочном пространстве присутствуют удлиненно-призматические кристаллы апатита. В аргиллитах обнаружены строматолитовые структуры (рис. в), а в единичных случаях аморфное органическое вещество темно-коричневого цвета сложных форм.

Гиалокластогенные песчаники характеризуются мелкозернистой структурой, микрослоистой и микролинзовидной текстурами. Новообразованные формы пирита представлены одиночными идиоморфными кристаллами размером до 60 мкм и их скоплениями, для которых характерна широкая кайма (до 20 мкм) из волокнистого карбоната с примесью монтмориллонита. Основная масса породы состоит из железисто-глинистого вещества. Железистое вещество тонкодисперсное и развивается по породе неравномерно. Размеры угловатых фрагментов вулканического стекла варьируют от мельчайших до крупных (200–500 мкм). Повсеместно



Рис. Биогенные структуры в породах надрудной слоистой пачки месторождения Лаханос: а, б – скелетные остатки радиолярий, фораминифер и бактериоморфные структуры в госсанитовых слойках; аргиллиты: в – строматолитовые структуры, г – углеродистое вещество в межобломочном пространстве (темно-коричневое); гиалокластогенные песчаники: д – зональные трубообразные формы, е – раковина фораминифер. Фото а–в – поляризованный свет, г–е – с анализатором.

наблюдается замещение их мелкозернистыми агрегатами кварца и монтмориллонитом волокнистой структуры, редко в этой ассоциации присутствуют пластинки иллита. Карбонаты распространены в виде линзовидных (до 1 мм) обособлений или равномерно рассеяны в виде тонких агрегатов (кальцит), сферолитовых образований (анкерит) и ромбоэдрических форм (сидерит). Апатит встречается часто в виде удлиненно-призматических кристаллов размером до 30 мкм.

В гиалокластогенных песчаниках установлены биогенные структуры в виде длинных кустистых трубчатых форм длиной до 2 мм и диаметром до 60–70 мкм, сложенных карбонатным материалом (рис. д). «Трубки» имеют трехслойное строение: центральная ось толщиной 5– 10 мкм с неровными границами сложена кальцитом, промежуточная зона более темного цвета мощностью до 10 мкм с ровными краями состоит из анкерита, и широкая (до 30–50 мкм) более светлая периферийная зона представлена крустификационным кальцитом. В породе установлены многочисленные раковины фораминифер (размер до 80 мкм) с отчетливой камерной структурой, выделяющиеся на фоне основной массы породы темной окраской (рис. е). Таким образом, изученная слоистая пачка, приуроченная к кровле рудной залежи, сформировалась в пелагических условиях океана. Отсутствие крупнообломочного материала, неокатанность обломков и обилие матрикса позволяют полагать, что осадконакопление происходило в гидродинамически спокойных условиях.

Минеральный состав изученных пород показывает родство их вещественного состава. Для всех разновидностей пород характерно присутствие гиалокластического материала, неравномерно преобразованного в глинисто-кремнистую массу в результате процессов гальмиролиза. Наиболее высокие содержания сульфидного материала, тонкодисперсных оксидов Fe и кварца характерны для госсанитов, перекрывающих обломочные руды, формирование которых связано с окислением сульфидного материала. Появление в составе аргиллитов фрамбоидального пирита и углеродистого вещества, а также тонкой вкрапленности пирита в аргиллитах указывают на условия проявления сульфатредуцирующих процессов. Для гиалокластогенных песчаников характерно обилие карбонатного материала и хорошая сохранность раковин фораминифер, что свидетельствует о глубинах формирования пород выше уровня карбонатной компенсации. Обилие апатита в породах может быть связано с выпадением фосфатных соединений вследствие частичного растворения примеси карбонатов в околорудных условиях [Коссовская, Шутов, 1984]. Содержание в отложениях богатой планктонной микрофауны (радиолярий и фораминифер), наличие трубчатых и бактериоморфных структур, а также углеродистого и фосфатного веществ в изученных отложениях указывают на существенный вклад биогенного материала при их формировании.

Авторы выражают благодарность В.В. Масленникову и М.К. Ревану за сотрудничество и предоставленные образцы для исследований.

Литература

Аюпова Н.Р., Масленников В.В. Сульфовисмутиды в оксидно-железистых продуктах субмаринного окисления обломочных руд медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Турция) // ЗРМО. 2013. № 2. С. 83–93.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Основные черты аутигенного силикатного минералообразования в осадочном слое и измененных базальтах океанов // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 112–130.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Артемьев Д.А., Целуйко А.С. Микротопохимия марказит-пиритовой конкреции в иллит-гематитовых госсанитах медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Понтиды, Турция) по данным ЛА-ИСП-МС // Минералогия. 2017. № 3. С. 48–70.

Leitch C.H. B. Mineralogy and rexture of the Lahanos and Kisilkaya massive sulfide deposits, Northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores // Mineralium Deposita. 1981. Vol. 16. P. 241–257.

Özgür N. Volcanogenic massive sulfide deposits in the East Pontic metallotect, NE Turkey // Resource Geology Special Issue. 1993. Vol. 17. P. 180–185.

Revan M.K., Genç Y., Delibaş O., Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Zimitoğlu O. Mineralogy and geochemistry of metalliferous sedimentary rocks from the Upper Cretaceous VMS deposits of the Eastern Pontides (NE Turkey) // Turkish J. Earth Sciences. 2019. Vol. 28. № 2. P. 299–327.

Revan M.K., Genç Y., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. Mineralogy and trace-element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from the Upper-Cretaceous VMS deposits of the Eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey) // Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 63. P. 129–149.

И.Ю. Мелекесцева, В.В. Масленников, Г.А. Третьяков

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс melekestseva-irina@yandex.ru

Влияние морской воды на перераспределение элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля Ашадзе-2 (12°59' с.ш., Срединно-Атлантический хребет): геохимические и термодинамические данные

В зависимости от условий образования сульфиды характеризуются разными элементами-примесями (ЭП), а их содержания и формы нахождения могут меняться во время замещения одного сульфида другим. В настоящей работе изучены ЭП в изокубаните и пирите, а также ковеллине, который развивается по ним, из медных руд гидротермального поля Ашадзе-2 (Срединно-Атлантический хребет), и показано влияние нагретой морской воды на перераспределение ЭП.

Гидротермальное поле Ашадзе-2 (12°59′ с.ш., 44°91′ з.д.) является частью гидротермального кластера Ашадзе, который состоит из четырех полей, расположенных между зонами разломов 15°20′ с.ш. и Марафон. Поле Ашадзе-1 было открыто в 2003 г. Полярной морской геологоразведочной экспедицией (ПМГРЭ, г. Санкт-Петербург) [Beltenev et al., 2003; Бельтенев и др., 2004]. Активное поле Ашадзе-2 расположено в 4.3 км к западу от поля Ашадзе-1 на западной стенке рифтовой долины на глубине 3100–3350 м и ассоциирует с ультраосновными породами и габброидами [Beltenev et al., 2003; Бельтенев и др., 2004; неопубликованный отчет ПМГРЭ, 2007]. Рудные тела III и IV в южной части поля, в основном, сложены пиритом и марказитом, тогда как в центре и на севере рудные тела I, II и V содержат значительные количества сульфидов Си и Zn. Образцы руд поля Ашадзе-2 отобраны в 2007 г. во время 30-го рейса НИС «Профессор Логачев» с помощью TB-грейфера на станциях 30Л233 и 30Л240.

Образцы медных руд ст. 233-3 характеризуются кавернозно-пористой структурой и содержат переменное количество ковеллина (~50–70 об. %), изокубанита и пирита (~50–30 об. %). В качестве редких минералов отмечаются халькопирит, марказит, атакамит, самородное золото, серпентин и кварц. Образец медной руды ст. 240, вероятно, представляет фрагмент трубы курильщика, поскольку имеет зональную структуру со внутренней халькопиритовой зоной, промежуточной массивной и внешней пористой борнитовой зонами. Основные минералы – халькопирит (~40 %) и борнит (~30 %); второстепенные – сфалерит (~20 %) и пирит (~10 %); редкие – галенит, клаусталит и самородное золото.

Содержания ЭП в сульфидах проанализированы на твердотельном лазерном микроанализаторе New Wave 213-nm с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 4500 в Центре по изучению генезиса рудных месторождений Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) по методике [Maslennikov et al., 2009]. Для удобства описания содержания ЭП условно разделены на высокие (>1000 г/т), повышенные (100–1000 г/т), умеренные (10–100 г/т) и низкие (<10 г/т).

Пирит характеризуется высокими содержаниями Cu, повышенными – Mn и умеренными – V, Co, Zn, As и Mo (табл.). Ковеллин, который замещает пирит (далее ковеллин-A), содержит высокие концентрации Fe и умеренные – V, Zn, Se, Ag и Pb (табл.). Изокубанит характеризуется высокими содержаниями Co и Zn, повышенными – Se и умеренными – Ag, Sn и Te. Ковеллин, который развивается по изокубаниту (далее ковеллин-Б), характеризуется высокими содержаниями Fe, повышенными – Se и умеренными – Co, Zn, As, Ag, Sn и Te (табл.). По

Таблица

Содержания химических элементов в первичных и вторич	ных сульфидах
гидротермального поля Ашадзе-2 (г/т)	

Минерал	Сод-ния	V^{51}	Mn ⁵⁵	Fe ⁵⁷	Co ⁵⁹	Ni ⁶⁰	Zn ⁶⁶	Ga ⁶⁹	As ⁷⁵	Se ⁷⁷	Sr ⁸⁸	Mo ⁹⁵
Пирит	мин	6.40	45.34	445000	3.08	0.09	14.15	0.03	13.34	1.86	0.21	26.90
	макс	25.43	9402	465000	207.03	7.38	37.08	0.21	49.35	7.85	2.28	256.59
	мед	11.23	139.37	460000	36.69	1.23	29.67	0.07	28.27	3.51	0.52	36.48
Vapar	МИН	23.70	7.24	4121	2.42	0.55	29.24	4.17	2.19	69.68	5.47	4.07
Ковел-	макс	47.83	13.24	33984	6.20	2.05	49.77	82.13	34.24	169.89	10.64	433.18
лин-А	мед	27.18	9.78	4607	3.04	1.03	38.43	4.71	5.50	82.60	6.21	5.07
Ило	МИН	0.02	4.06	354077	3981	0.40	1154	0.71	0.76	94.20	0.09	0.02
130- 1705011117	макс	0.13	13.17	405460	5100	0.71	2062	33.68	5.17	4392	0.61	0.16
кубанит	мед	0.10	4.93	394309	4797	0.54	1594	2.29	3.27	244.75	0.22	0.10
Vapar	мин	0.01	1.32	2482	32.49	0.16	20.33	2.71	20.39	159.13	3.57	0.45
ковел-	макс	0.13	25.53	12897	233.60	0.84	70.93	5.33	78.16	464.16	14.85	53.30
лин-р	мед	0.08	9.98	4585	84.80	0.32	30.75	3.75	41.84	327.39	7.84	2.77
Минерал	Сод-ния	Ag^{107}	Cd ¹¹¹	In ¹¹⁵	Sn ¹¹⁷	\mathbf{Sb}^{121}	Te ¹²⁵	Au ¹⁹⁷	T1 ²⁰⁵	Pb ²⁰⁸	Bi ²⁰⁹	U ²³⁸
	МИН	0.03	0.01	0.03	0.22	0.00	0.01	0.001	0.06	0.49	0.000	0.01
Пирит	макс	2.72	0.42	2.28	1.25	0.27	0.56	1.70	6.28	29.35	0.020	0.44
-	мед	0.15	0.10	0.10	0.37	0.13	0.16	0.06	0.49	0.95	0.006	0.11
1/	МИН	13.00	0.42	7.26	6.55	1.20	2.32	4.82	1.64	14.40	0.81	0.38
ковел-	макс	16.29	0.89	8.33	8.34	1.55	5.14	7.32	1.89	15.56	1.21	0.70
лин-А	мед	13.64	0.84	7.73	6.79	1.22	4.86	6.55	1.88	15.22	1.09	0.42
14	мин	11.49	5.98	0.43	27.76	0.01	1.96	0.70	0.002	0.04	1.12	0.000
Изо-	макс	25.19	11.23	19.13	89.95	0.07	376.65	1.44	0.06	0.80	3.55	0.005
кубанит	мед	14.67	6.55	0.55	35.97	0.06	10.30	0.97	0.00	0.19	1.75	0.003
Vapar	мин	100.27	0.06	0.12	25.02	0.45	8.21	2.25	0.23	0.94	0.84	0.009
	макс	116.32	0.30	0.42	77.05	1.15	14.99	5.95	0.50	3.58	3.16	0.080
лин-Б	мед	107.37	0.10	0.35	65.76	0.83	10.17	4.32	0.39	2.90	1.92	0.030

Примечание. Мин, макс и мед – минимальные, максимальные и медианные значения, соответственно.

сравнению с пиритом ковеллин-A обогащен V, Cr, Zn, Ga, Se, Sr, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Ba, W, Au, Tl, Pb, Bi и U (рис. а). Ковеллин-Б обогащен Mn, Ga, As, Se, Sr, Mo, Ag, Sn, Sb, Ba, W, Au, Tl, Pb, Bi и U по сравнению с изокубанитом (рис. б).

Ранее было показано, что ковеллин гидротермального поля Семенов-2 (13°30', САХ) обогащен большинством ЭП по сравнению с первичными сульфидами [Мелекесцева и др., 2017]. На поле Семенов-2 ковеллин замещает сульфиды Zn и Cu-Fe. Оба типа ковеллина обогащены ЭП, которые присутствуют в первичных минералах в форме минеральных включений, и обеднены ЭП, изоморфными для первичных минералов. Ковеллин гидротермального поля Ашадзе-2 ведет себя аналогичным образом. Оба типа ковеллина обогащены большинством ЭП по сравнению с первичными сульфидами. Обогащение U, V, Mo, W и, частично, As указывает на непосредственное участие морской воды в его образовании [Butler, Nesbitt, 1999; Maslennikov et al., 2009]. Оба типа ковеллина обеднены Со, который замещает Fe в первичных сульфидах. Ковеллин-А также обеднен As, который является изоморфным для пирита. Другие ЭП в пирите, скорее всего, находятся в виде включений других сульфидов (сфалерита, халькопирита, галенита), самородного золота, барита или силикатов, которые могут растворяться нагретой морской водой во время процессов замещения и образования ковеллина.



Рис. Соотношение элементов-примесей в парах пирит-ковеллин-А (а) и изокубанит-ковеллин-Б (б).

В ковеллине-Б некоторые ЭП, изоморфные для изокубанита, ведут себя двояко: содержания Co, Zn, Ga, Cd, In и Te повышены, а Se, Ag и Sn – понижены. Обогащение ковеллина-Б последними тремя ЭП, вероятно, связано с их двойственной природой: изоморфным вхождением в структуру и присутствием во включениях, например, клаусталита, самородного золота или станнина. Последний, например, является типичным минералом ультраосновных гидротермальных полей CAX [Evrard et al., 2015].

Поскольку по результатам ЛА-ИСП-МС установлено, что ковеллин обогащен многими ЭП, включая Au и Pb, процесс его образования под влиянием морской воды был симулирован с помощью термодинамического моделирования методом минимизации энергии Гиббса с использованием модели проточного реактора в программе Selektor [Karpov et al., 1997]. В моделировании использованы состав морской воды и матрица зависимых компонентов и термодинамических параметров, опубликованные в [Melekestseva et al., 2017]. Данные термодинамического моделирования показывают, что минеральные ассоциации, которые образуются в результате взаимодействия морской воды и сульфидных руд и дальнейшего кондуктивного охлаждения раствора, в основном, зависят от температуры, наличия открытой пористости и отношения морская вода/руда. В случае низких соотношений морская вода/руда и локального равновесия акцессорные и редкие минералы (например, самородное золото и галенит) растворяются и не образуются снова, что косвенно указывает на вхождение ЭП во вновь образованные минералы (ковеллин).

Литература

Бельтенев В.Е., Нещеретов А.В., Иванов В.Н., Шилов В., Рождественская И.И., Шагин А., Степанова Т.В., Андреева И.А., Семенов Ю.П., Сергеев М.В., Черкашев Г.А., Батуев В.Н., Самоваров М.Л., Кротов А.Г., Марков В.Ф. Новое гидротермальное поле в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта // Доклады Академии наук. 2004. Т. 397. С. 690–693.

Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В., Ларж Р. Ковеллин гидротермального поля Семенов-2 (13°31.13′ с.ш., Срединно-Атлантический хребет): обогащение элементами-примесями по данным ЛА-ИСП-МС анализа // Доклады Академии наук. 2017. Т. 473. № 1. С. 71–75.

Черкашев Г.А., Иванов В.Н., Бельтенев В.Е., Лазарева Л.И., Рождественская И.И., Самоваров М.Л., Порошина И.М., Сергеев М.В., Степанова Т.В., Добрецова И.Г., Кузнецов В.А. Сульфидные руды северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 680–693.

Beltenev V., Nescheretov A., Shilov V., Ivanov V., Shagin A., Stepanova T., Cherkashev G., Batuev B., Samovarov M., Rozhdestvenskaya I., Andreeva I., Fedorov I., Davydov M., Romanova L., Rumyantsev A., Zaharov V., Luneva N., Artem'eva O. New discoveries at 12°58' N and 44°52' W, MAR: initial results from the Professor Logatchev-22 cruise // InterRidge News. 2003. Vol. 12(1). P. 13–14.

Butler I.B., Nesbitt R.V. Trace element distribution in the chalcopyrite wall of a black smoker chimney: Insights from laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) // Earth Planetary and Science Letters. 1999. Vol. 167. P. 335–345.

Evrard C., Fouquet Y., Moëlo Y., Rinnert E., Etoubleau J., Langlade J.A. Tin concentration in hydrothermal sulphides related to ultramafic rocks along the Mid-Atlantic Ridge: a mineralogical study // European Journal of Mineralogy. 2015. Vol. 27(5). P. 627–638.

Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: Thermodynamic relations, conditions of equilibrium, and numerical algorithms // American Journal of Sciences. 1997. Vol. 297. P. 767–806.

Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) // Economic Geology. 2009. Vol. 104. P. 1111–1141.

Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A., Nimis P., Beltenev V.E., Rozhdestvenskaya I.I., Maslennikova S.P., Belogub E.V., Danyushevsky L., Large R., Yuminov A.M., Sadykov S.A. Gold- and silverrich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? // Economic Geology. 2017. Vol. 112. P. 741–773.

Е.А. Рожкова, К.А. Новоселов, П.В. Хворов, Ю.А. Рыжкова Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс elenarojkova2495@gmail.com

Околорудные метасоматиты полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал)

Нетипичное для Южного Урала полиметаллическое рудопроявление Биксизак [Грабежев, Широбокова, 1991] находится в пределах Биргильдинско-Томинского узла, который рассматривается как пример порфирово-эпитермальной последовательности [Plotinskaya et al., 2014]. В таких системах присутствуют полиметаллические проявления, которые связаны со скарнами, а также месторождения замещения [Sillitoe, 2010]. Предшественниками был детально исследован минералогический состав руд [Плотинская и др., 2010; 2020], а минеральный состав вмещающих пород изучен не был. Цель данной работы – минералого-петрографическая характеристика пород с акцентом на метасоматические изменения. Для ее достижения осуществлялась ревизия керна скважин, выполнены петрографические исследования и рентгенофазовый анализ.

Полиметаллическое рудопроявление Биксизак находится в 35 км юго-западнее г. Челябинска в центральной части Биргильдинско-Томинского рудного узла. Основание геологического разреза в районе рудопроявления слагают толеитовые базальты (преимущественно афировые) саргазинской свиты О₁₋₂. Выше согласно залегают мраморизованные известняки биксизакской свиты O₂-S₁, часто брекчированные. Они вскрываются скважинами, а в северной части участка выходят на поверхность. Мощность их изменяется с запада на восток от 0 до 130 м. Иногда они содержат обломки кварца и полевого шпата алевритовой размерности, а также зерна пирита размером от 0.2 до 1 мм и турмалина (от 0.2 до 3 мм). В известняках также присутствуют редкие серицит, барит, амфибол, эпидот, пироксен, гранат, хлорит. По результатам силикатного анализа состав карбонатных пород следующий (мас. %): SiO, 2.41, TiO, 0.03, Al,O, 0.56, Fe,O, 0.05, FeO 0.25, MnO 0.08, MgO 0.56, CaO 52.8, Na,O 0.40, K,O 0.13, Р.О. 0.03, СО, 42.15 [Кузнецов и др., 1995ф]. На известняках фрагментарно залегают терригенные породы девона (D₂-D₃) и с размывом – вулканогенно-обломочные образования березняковской свиты D₃-C₁. Породы последней прорваны субвулканическими телами андезитовых и диоритовых порфиритов Биргильдинско-Томинского комплекса (D₃-C₁?) [Сначев, Кузнецов, 2008].

Минерализация приурочена к кровле пачки мраморизованных известняков [Кузнецов и др., 1995ф; Сначев, Кузнецов, 2008] и представлена вкрапленными и массивными халькопирит-пирит-сфалеритовыми рудами. Рудные тела залегают субсогласно с вмещающими породами и имеют пластовую или линзовидную форму. Длина рудной зоны около 1000 м, а ширина 400–800 м. Геохимические ореолы Cu, Zn, Pb, Ag, As, Sb и Bi – индикаторов полиметаллического оруденения – распространяются только на расстояние первых десятков метров от кровли рудных тел. В верхней части разреза карбонатных пород выделяются несколько прослоев мощностью от 0.15 до 2.7 м, сложенных массивными и густовкрапленными сфалерит-пиритовыми рудами. Рудные прослои разделяются брекчированными известняками, обломки которых сцементированы пирит-кварц-серицитовым агрегатом. Рудные минералы представлены, преимущественно, пиритом и сфалеритом. В подчиненных количествах присутствуют халькопирит, галенит, блеклые руды, гематит, пирротин, полидимит, магнетит и рутил. Содержания основных и сопутствующих компонентов в рудных телах изменяются в широких пределах: 0.28–28.8 % Zn, 0.008–0.63 % Pb, 0.0–1.17 % Cu, от следов до 8.5 г/т Au и 3–78 г/т Ag [Кузнецов и др., 1995ф].

Изменения пород в пределах рудного поля выражены в анкеритизации рудовмещающих мраморов. По вулканогенным породам перекрывающей толщи, кроме анкерита, развиваются кальцит и серицит. Также вблизи массива диоритовых и андезитовых порфиритов на контакте с мраморами образуются эпидотовые скарноиды и хлоритолиты. Околорудные изменения мраморизованных известняков связаны с их брекчированием и проявлены в сульфидизации, окварцевании и анкеритизации обломков, развитии хлорит-слюдистых агрегатов и турмалина в цементе брекчий.

Анкеритизированные мрамора имеют желтовато-серый цвет, пятнистую, брекчиевую, массивную текстуру, структуру мелкозернистую. Переход к мраморам постепенный. Сульфиды образуют вкрапленность, прожилки, среди них преобладает пирит, есть гнезда халькопирита. Карбонат в поляризованном свете имеет буроватый цвет, редко обнаруживается спайность и двойники. Более крупными зернами карбоната выполнены линзы и прожилки – здесь для карбоната характерна спайность, иногда полисинтетические двойники. Встречаются крупные чешуйки хлорита, выполняющие трещины и сопровождающиеся рудной минерализацией. Рудный минерал отмечен также в виде рассеянной вкрапленности в массе породы.

Турмалин встречается вместе с анкеритом в кварцевых прожилках подрудной зоны и образует темно-зеленые секториально-зональные кристаллы до 0.2 мм в поперечнике и до 1 см длиной. Также турмалин присутствует в цементе брекчированных мраморов, ассоциирует с сульфидами. Минерал плеохроирует от бесцветного до светлого сине-зеленого или синего. Средний химический состав турмалина соответствует ряду дравит-магнезиофойтит [Бакшеев, Плотинская, 2011].

Хлоритолиты развиваются по вулканогенным породам или андезитовым и диоритовым порфиритам в приконтактовой части с рудными телами, иногда рядом с эпидотовым скарноидом. Порода на границе карбонат-кварц-серицитового метасоматита и массивной сульфидной руды имеет серо-зеленый цвет, мелкозернистую структуру, в ней присутствуют карбонатные и кварц-карбонатные прожилки и пятна. Пирит образует сетку прожилков мощностью <1 мм. В хлоритолитах встречаются реликты, предположительно, полевого шпата, замещенные серицитом и карбонатом, также серицит и карбонат выполняют тонкие прожилки в хлоритовой массе, редко встречаются мелкие зерна кварца и полевого шпата.

Эпидотовые скарноиды приурочены к контакту известняков и диоритовых порфиритов, развиты локально. В породе абсолютно преобладает эпидот, встречаются кварц, карбонат и хлорит. Структура породы разнозернистая, текстура пятнистая. Химический состав скарноидов (мас. %): SiO₂ 39.16, TiO₂ 0.53, Al₂O₃ 15.89, Fe₂O₃ 2.13, FeO 5.11, MnO 0.79, MgO 5.53, CaO 14.39, Na₂O 0.4, K₂O 1.45, P₂O₅ 0.22, CO₂ 9.36. Диоритовые порфириты в эндоконтактовой зоне также эпидотизированы. Возможно, со скарнированием связано присутствие вкрапленных гематита и магнетита в рудах.

Хлорит-карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты с разным соотношением минералов развиваются по вулканогенно-обломочным породам или андезитовым и диоритовым порфиритам и, в основном, подстилаются рудовмещающими мраморами либо локализуются в них. Порода, по результатам рентгеновского анализа, имеет кварц-слюдистый или кварцанкерит-слюдистый состав. В первом случае, содержание карбонатов достигает 16 %, при этом соотношение кальцита и анкерита может меняться, а также при увеличении доли хлорита уменьшается содержание слюды. Во втором случае, соотношение кальцита и анкерита варьирует от 1:2 до 1:30, и с увеличением концентрации хлорита уменьшается доля слюд.

Хлорит-карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты имеют массивную или сланцеватую текстуру, редко сохраняются реликтовые обломочные текстуры, мелкозернистую структуру. Цвет серый, зеленовато-серый. Желтоватый оттенок обусловлен присутствием анкерита. Встречаются карбонатные прожилки с хлоритом мощностью до 2 мм, в которых присутствует мелкозернистая сульфидная вкрапленность. Пирит образует рассеянную вкрапленность кристаллов до 3 мм в массе породы.

В проходящем свете основная масса породы сложена лепидогранобластовым мелкозернистым агрегатом кварца и серицита, в котором расположены крупные зерна кальцита; редко встречаются реликты первичных минералов пород, представленные кварцем и полевым шпатом. Анкерит образует идиоморфные ромбические зерна. Из акцессорных минералов отмечены рутил и турмалин.

Карбонатизация пород вулканогенной толщи проявляется в присутствии карбоната в виде прожилков, линз, пятен. Карбонат представлен как кальцитом, так и анкеритом, который местами сменяет кальцит.

Полиметаллическое оруденение на участке рудопроявления Биксизак сопровождается специфическими изменениями пород. Наиболее масштабно проявлена карбонатизация, кото-

рая затрагивает практически весь разрез вулканогенной толщи (более 200 м по наблюдаемой мощности). Карбонатизация может быть связана с мобилизацией карбонат-иона из мраморов биксизакской свиты под влиянием гидротермальных растворов, сопровождающих внедрение массива диоритовых порфиритов. При этом карбонатные породы оказывают нейтрализующее воздействие на раствор и служат геохимическим барьером для осаждения сульфидов, а брекчирование мраморов обусловлено выщелачиванием вещества.

Наряду с кальцитом на месторождении широко развиты карбонаты ряда доломит-анкерит. Они наблюдаются 1) в ассоциации с сульфидами и 2) в составе хлорит-карбонаткварц-серицитовых метасоматитов, которые занимают различную позицию по отношению к сульфидным рудам. В первом случае анкеритизация является следствием взаимодействия мраморизованных известняков с гидротермальным раствором. Во втором случае изменения наложены на вулканогенно-обломочные породы, и Mg, и Fe заимствованы из протолита, а CO₂ привносится из пород карбонатной пачки. Анкеритизация, вероятно, связана с рудообразованием, а роль других метасоматических изменений дискуссионна.

Развитие эпидота приурочено к эндо/экзоконтакту массива диоритовых порфиритов и, наряду с образованием гематита и магнетита, является признаком скарнирования. Поскольку сульфидная ассоциация наложена на скарновую, можно сделать вывод, что скарнирование предшествовало образованию сульфидных руд.

Авторы благодарят Е.В. Белогуб за ценные рекомендации.

Литература

Бакшеев И.А., Плотинская О.Ю. Турмалин месторождений Биргильдинско-Томинского рудного узла // Минералогия Урала-2011. Материалы VI Всероссийского совещания. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 129–133.

Грабежев А.И., Широбокова Т.И. Новый тип серебро-медно-цинкового оруденения на Южном Урале // Доклады Академии наук. 1991. Т. 318(5). С. 1191–1194.

Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Савельев В.Н. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50000 Полетаевской площади и общих поисках меди, полиметаллов, золота и других полезных ископаемых. Челябинск, 1995ф. 954 с.

Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Грабежев А.И., Новоселов К.А. Минералогия и условия формирования руд серебро-полиметаллического месторождения Биксизак (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52(3). С. 439–456.

Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Зелтманн Р. Минералогия благородных металлов в рудах полиметаллического месторождения Биксизак (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62(6). С. 483–502.

Сначев В.И., Кузнецов Н.С. Геология стратиформного полиметаллического месторождения Биксизак (Восточно-Уральская мегазона) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы VII Межрегиональной конференции. Уфа: ИГ УФИЦ РАН, 2008. С. 39–41.

Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 79. P. 910–931.

Sillitoe R. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

Ю.А. Рыжкова, К.А. Новоселов

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс padushina@mail.ru

Текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак (Южный Урал)

Текстуры руд несут генетическую информацию о месторождении, что определяет важность их изучения [Craig, 2001]. В значительной мере на интерпретации текстурных особенностей руд построен метод рудно-фациального анализа колчеданных месторождений [Масленников, Зайков, 2006]. В данной работе рассмотрены руды стратиформного полиметаллического проявления Биксизак, которое является частью эпитермально-порфировой системы [Грабежев, Широбокова, 1991; Плотинская и др., 2010; Серавкин, Сначев, 2012]. Минералогия руд была детально изучена О.Ю. Плотинской с соавторами [Плотинская и др., 2010; 2020]. Нами выполнен текстурный анализ руд с целью изучения их генезиса. Работы включали в себя анализ имеющейся информации о месторождении, обработку данных, полученных в ходе ревизии керна скважин, и оптико-микроскопический анализ руд.

Рудопроявление находится в 35 км к юго-западу от г. Челябинск в Мичуринской зоне Биргильдинско-Томинского рудного узла. В его пределах известны месторождения меднопорфирового (Томинское, Биргильдинское) и эпитермального Au-Ag (Березняковское) типа, что позволяет рассматривать рудный узел как эпитермально-порфировую систему. Такие системы могут вмещать стратиформное полиметаллическое оруденение, которое ассоциирует с карбонатными толщами [Sillitoe, 2010].

Разрез рудопроявления Биксизак включает (снизу вверх): базальты саргазинской свиты (O₁₋₂) бимодальной формации, мраморизованные известняки биксизакской свиты (O₂-S₁), часто брекчированные, андезит-дацитовые туфы березняковской свиты (D₃-C₁) [Серавкин, Сначев, 2012; Плотинская и др., 2010]. Интрузивные породы представлены телами андезитовых и диоритовых порфиритов биргильдинско-томинского комплекса (D₃-C₁) [Кузнецов и др., 1995ф]. В пределах участка наблюдаются многочисленные разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений. Они фиксируются зонами брекчирования и катаклаза, а также линейными корами выветривания.

Руды тяготеют к кровле пачки мраморизованных известняков. Сульфидная залежь субсогласна напластованию пород, имеет пластообразную либо линзовидную форму. Длина рудной зоны около 1000 м, ширина 400–800 м, она полого погружается на запад [Кузнецов и др., 1995ф]. Залежь ориентирована вдоль контакта массива диоритовых порфиритов.

Имеющиеся данные позволяют выделить оксидно-железистую (магнетит-гематитовую), пиритовую, пирит-полиметаллическую (пирит-сфалерит-халькопиритовую±блеклая руда) рудные ассоциации, которые, вероятно, формируют временную последовательность [Плотинская и др., 2010]. Среди рудных минералов преобладают пирит и сфалерит, второстепенными являются халькопирит, блеклые руды, магнетит и гематит. Редкие минералы представлены галенитом, пирротином, арсенопиритом, золотом, борнитом, колорадоитом, тетрадимитом, гесситом, штютцитом, петцитом, теллуровисмутитом, волынскитом, раклиджитом, алтаитом, акантитом, пирсеит-полибазитом, цумоитом, аллоклазитом, клаусталитом, смитсонитом [Плотинская и др., 2010; 2020].

Руды проявления Биксизак имеют преимущественно вкрапленную, прожилково-вкрапленную, массивную текстуры (табл.) (рис. 1). Реже встречаются брекчиевые, цементные, пятнистые, прожилковые текстуры. Распределение текстурных типов руд в пределах залежи в изученном масштабе не картируется, но можно видеть некоторые закономерности.

Таблица

Основные текстуры руд	проявления Биксизак
-----------------------	---------------------

	Вмещающие породы							
Текстуры руд	Туф	Диоритовый порфирит	Известняк мраморизованный	Хлорит-карбонат- кварц-серицитовый метасоматит по туфу				
Массивная			Пиритовая, пирит- полиметаллическая	Пиритовая				
Вкрапленная	Пиритовая, пирит-полиметал- лическая	Пиритовая	Пиритовая, пирит- полиметаллическая	Пиритовая, пирит- полиметаллическая				
Прожилковая	Пиритовая		Пиритовая	Пиритовая				
Прожилково- вкрапленная	Пиритовая	Пиритовая	Пиритовая, пирит- полиметаллическая, магнетит-гематитовая	Пиритовая				



Рис. 1. Распределение текстур руд проявления Биксизак: 1 – массивная, 2 – вкрапленная, 3 – гнездово-вкрапленная, 4 – прожилковая, 5 – прожилково-вкрапленная.

Массивные руды преимущественно локализованы в кровле пачки мраморизованных известняков. Здесь различаются участки пиритовых и сфалеритовых (с пиритом, халькопиритом) руд. В последних массивный сфалеритовый агрегат вмещает пятнистые обособления пирита, гнезда и прожилки карбонатов.

Вкрапленные и гнездово-вкрапленные руды в объеме залежи распространены более широко по сравнению с массивными (рис. 1). Пиритовая вкрапленность различной интенсивности присутствует как в мраморизованных известняках, так и в перекрывающих ее вулканогенно-обломочных породах и, спорадически, в диоритовых порфиритах (рис. 2). Гнездововкрапленная минерализация приурочена к цементу брекчий и прожилкам карбонатов.

Вкрапленные и массивные руды преимущественно находятся на контакте мраморизованных известняков с хлорит-карбонат-кварц-серицитовыми метасоматитами по туфам и собственно туфам. Мощность таких рудных слоев варьирует от 0.1 м до 8 м. Кроме того, довольно часто встречаются рудные прослои в брекчированных и мраморизованных известняках мощностью 0.2–15.3 м. Редко рудные слои встречаются непосредственно в хлорит-карбонаткварц-серицитовых метасоматитах мощностью до 1.7 м.



Рис. 2. Преобладающие вкрапленная и прожилково-вкрапленная текстуры руд проявления Биксизак в преобразованных вулканогенно-обломочных породах (а, б) и мраморизованном известняке (в, г).

Обломочные руды представлены обломками массивных агрегатов пирита, сцементированными мраморизованными известняками и хлорит-карбонат-кварц-серицитовыми метасоматитами по туфу. Редко наблюдаются рудокласты пирита в измененных полимиктовых брекчиях, карбонатных породах и метасоматитах хлорит-карбонат-кварц-серицитового состава. Размер рудокластов достигает нескольких сантиметров, но чаще около 1 см. Обломки округлые, сортированы плохо. Часто наблюдается катаклаз обломков, где трещины залечены нерудным цементом.

Цементные и прожилковые текстуры руд обусловлены развитием сульфидов полиметаллической ассоциации, цементирующих обломки мраморизованных известняков (или являющихся цементом брекчированных мраморизованных известняков).

Диоритовые порфириты Биргильдинско-Томинского комплекса являются рудоносными, и с ними связаны меднопорфировые месторождения района (Томинское, Биргильдинское) [Plotinskaya et al., 2014]. На участке рудопроявления Биксизак их внедрение привело к мраморизации известняков, а также эпидотизации и, возможно, развитию вкрапленности магнетита и гематита. Кроме того, при внедрении произошло тектоническое «скучивание» вмещающих пород, сопровождавшееся разрывами. Это привело к созданию благоприятной среды для рудоотложения в постмагматическую стадию. Действительно, рудную залежь можно представить как седловидную жилу на границе смятых в антиклинальную складку мраморизованных известняков и перекрывающих вулканогенных пород. Последние, вероятно, играли экранирующую роль.

Отложению руд продуктивной полиметаллической стадии предшествовало серноколчеданное оруденение. Пиритовыми рудами сформированы массивные и вкрапленные текстуры, а также характерные брекчиевые руды, в которых обломки пирита сцементированы жильными минералами. Образование брекчиевых пиритовых руд, возможно, связано с разрушением массивных агрегатов из-за частичного выщелачивания карбонатного материала в ходе отложения сульфидов. Цементные и прожилковые текстуры руд свидетельствуют об эпигенетическом характере рудоотложения.

Авторы выражают благодарность Е.В. Белогуб за полезные рекомендации и замечания при выполнении работы.

Литература

Грабежев А.И., Широбокова Т.И. Новый тип серебро-медно-цинкового оруденения на Южном Урале // Доклады Академии наук СССР. 1991. Т. 318. № 5. С. 1191–1194.

Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Савельев В.Н. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50000 Полетаевской площади и общих поисках меди, полиметаллов, золота и других полезных ископаемых. Челябинск, 1995ф. 954 с.

Масленников В.В., Зайков В.В. Метод рудно-фациального анализа в геологии колчеданных месторождений. Челябинск: ЮУрГУ. 2006. 224 с.

Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Грабежев А.И., Новоселов К.А. Минералогия и условия формирования руд серебро-полиметаллического месторождения Биксизак (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 439–456.

Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Зелтманн Р. Минералогия благородных металлов в рудах полиметаллического месторождения Биксизак (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 6. С. 483–502.

Серавкин И.Б., Сначев В.И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала, Россия // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 253–265.

Craig J.R. Ore-mineral textures and the tales they tell // Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39. P. 937–956. Plotinskaya O.Yu., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 79. P. 910-931.

Sillitoe R. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3-41.

А.В. Малютина^{1, 2}, Ю.О. Редин², А.А. Редина², В.П. Мокрушников² ¹ – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск ² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск malyutina@igm.nsc.ru

Изотопный состав серы сульфидных руд Au-Cu-Fe скарнового Култуминского месторождения (Восточное Забайкалье)

Култуминское Au-Cu-Fe скарновое месторождение располагается в пределах Газимуровской металлогенической зоны в Восточном Забайкалье. Оруденение приурочено к Култуминскому массиву монцонит-порфиров, прорывающих отложения белетуйской (Vbl), быстринской (\mathcal{C}_1 bs) и ерниченской ($\mathcal{C}_{1.2}$ er) свит. Белетуйская свита сложена филлитами, гнейсами и песчаниками, быстринская – преимущественно, доломитами и доломитизированными известняками, а ерниченская – метаморфизованными алевролитами, филлитами, графитсодержащими сланцами с линзами известняков [Салихов, Груздев, 2013]. Месторождение включает три участка: Инженерный (северный), Преображенский (центральный) и Очуногдинский (южный) (рис.). На первых двух преобладают отложения быстринской и белетуйской свит, а на Очуногдинском участке – отложения ерниченской свиты. Сама интрузия имеет сложное строение, с многочисленными апофизами, что предполагает различную степень преобразования вмещающих пород.

Минеральный состав руд отличается на участках, однако тенденция смены парагенетических ассоциаций укладывается в рамки общей эволюции рудно-магматической системы: высокотемпературная пирит-арсенопиритовая ассоциация сменяется халькопирит-пирротиновой с золотом первых двух генераций и на завершающих этапах гидротермальной деятельности – полиметаллической с самородным золотом третьей генерации. Каждый парагенезис



Рис. Изотопный состав серы сульфидов на месторождении Култума на участках Инженерный, Преображенский, Очуногдинский.

Ру – пирит, Ару – арсенопирит, Сру – халькопирит, Ро – пирротин, Sph – сфалерит, Gn – галенит, Trt – тетраэдрит; (I) – первая генерация, (II) – вторая генерация.

характеризуется своей температурой формирования и изотопными характеристиками серы в сульфидных минералах.

Изотопный состав серы определен на масс-спектрометре Delta Finnigan, анализируемый материал был представлен сульфидной монофракцией. Исследуемый рудный материал отбирался с учетом структурно-текстурных взаимоотношений минералов, позволяющих относить определенные сульфиды к тем или иным парагенетическим ассоциациям. Полученные нами данные позволили выявить некоторые закономерности распределения изотопов серы при рудоотложении. Проводились сопутствующие термометрические исследования синрудного кварца на микротермокамере Linkam TMS-600. По критериям [Реддер, 1987] отобраны первичные и псевдовторичные флюидные включения, по которым эмпирически установлены температуры гомогенизации (Т_{гом}).

К наиболее высокотемпературной (Т_{гом.} 400–440 °С) (пирит-арсенопиритовой) ассоциации относятся леллингит, арсенопирит, пирит и Со-Ni-минералы (аллоклазит, зигенит и др.). Для исследований были отобраны пирит с центрального (Преображенского) участка и арсенопирит с южного (Очуногдинского) участка.

Изотопный состав серы ($\delta^{34}S_{vCDT}$) пирита для шести проб следующий: 7.2, 7.4, 7.9, 8.2, 11.0, 16.0 ‰. При этом проба с наиболее тяжелым изотопным составом (16.0 ‰) была отобрана из вмещающих известняков на значительном удалении от рудной зоны. Такое обогащение изотопом ³⁴S, вероятно, вызвано контаминацией осадочными сульфатами, которые часто слагают линзы и микровключения во вмещающих карбонатах. Измеренный изотопный состав серы низкотемпературного ангидрита (24.4–25.6 ‰) сопоставим с составом серы эвапоритов,
одновозрастных с вмещающими толщами (25–27 ‰ [Гриненко, Гриненко, 1974]). Арсенопирит в ассоциации с ранним пиритом имеет сходный изотопный состав серы – 7–9 ‰.

Предшественники отмечали еще более легкий изотопный состав серы пирита, отобранного непосредственно из рудоносной интрузии (пиритизированного монцонит-порфира) – 4.7 ‰ [Ковалев и др., 2019] (рис.).

Иное соотношение изотопов характерно для серы среднетемпературной (T_{rom} 380– 270 °C) парагенетической ассоциации, в которую формировались халькопирит, пирротин, сфалерит первой генерации, висмутин и самородное золото. Из этой ассоциации были изучены пирротин и халькопирит. Минералы Инженерного участка характеризуются изотопным составом серы 12.2 ‰ (пирротин) и 8.12 ‰ (среднее для халькопирита, n = 5, диапазон значений от 6.8 до 11.9 ‰). На Очуногдинском участке зафиксированы аномально низкие значения δ^{34} S для пирротина (1.4–3.7 ‰) из сплошной пирротиновой руды, залегающей в углисто-терригенных отложениях ерниченской свиты. Изотопный состав серы халькопирита составляет 6.6 ‰, что сходно с нижним значением на Инженерном участке (6.8 ‰). На Преображенском участке встречается халькопирит с аномально высокими значениями δ^{34} S 12.2–14.4 ‰.

На Инженерном и Преображенском участках сульфиды среднетемпературной стадии характеризуются более тяжелым изотопным составом серы. В паре пирротин-халькопирит (Инженерный участок) отмечается изотопный сдвиг, выраженный в закономерном понижении δ^{34} S от пирротина к халькопириту. Это явление обусловлено фракционированием изотопов серы при равновесной кристаллизации этих минералов на фоне снижения температуры [Sakai, 1968]. Общая картина изотопного сдвига в сингенетических сульфидах выглядит как закономерное уменьшение содержания изотопа ³⁴S в ряду молибденит, пирит, сфалерит > пирротин > халькопирит > борнит > ковеллин > галенит > халькозин > стибнит > висмутин [Sakai, 1968]. Подобное распределение изотопов серы свидетельствует о близодновременном отложении сульфидов при равновесных условиях.

Аномально низкие значения δ³⁴S пирротина на Очуногдинском участке, вероятно, вызваны контаминацией рудного раствора осадочными сульфидами, ассоциирующими с прослоями углистого вещества вмещающей терригенной рамы.

Следующий, еще более низкотемпературный (Т_{гом.} 270–320 °С), полиметаллический парагенезис представлен сфалеритом, халькопиритом второй генерации, галенитом, тетраэдритом и, в зависимости от участка месторождения, в эту ассоциацию еще могут входить буланжерит, бурнонит, кубанит, пирротин второй генерации и самородное золото третьей генерации.

В пределах этой ассоциации, как и в предыдущем случае, наблюдается обогащение сульфидов тяжелым изотопом по сравнению с предыдущей ассоциацией. Значения δ^{34} S равные 12.3, 10.6 и 9.2 ‰ в тетраэдрите, сфалерите и галените (Преображенский участок), соответственно, исключают возможность кристаллизации данных минералов из раствора с теми же физико-химическими характеристиками, что имел рудообразующий раствор предыдущего температурного парагенезиса. То есть в рудообразующей системе произошла смена физикохимических параметров, приведшая к обогащению сульфидов полиметаллической ассоциации тяжелым изотопом серы. Тем не менее, в данной ассоциации имеет место изотопный сдвиг в паре сфалерит-галенит, что подтверждает их кристаллизацию в рамках одного парагенезиса. Попытка применить эту пару в качестве геотермометра дала слишком завышенную температуру (422 °C) их равновесной кристаллизации, что не соответствует температурам образования полиметаллических ассоциаций. Причиной этому, вероятно, является то, что исследуемый материал для каждого минерала был отобран из разных скважин, находящихся на значительном удалении (400 м) друг от друга, и, как следствие, физико-химические параметры рудообразующей среды для одной и той же ассоциации могли отличаться на разных участках. Это может быть обусловлено сложным строением самой интрузии, неоднородностью состава вмещающих пород и, как следствие, разной степенью контаминации рудных растворов вмещающим веществом, смешения с метеорными и метаморфогенными водами и т. д.

Температура, рассчитанная в паре сфалерит-галенит, оказалась, в среднем, на 130 °C выше температуры, полученной по флюидным включениям. Поскольку минеральные пары могут давать геологически приемлемые температуры до тех пор, пока эти два минерала формируются в равновесии с материнскими растворами, однородными по температуре и химическим характеристикам (например, $\delta^{34}S_{\Sigma s}$, pH и fO_2) [Rye, Ohmoto, 1974], это позволяет с большей вероятностью предположить, что минералы формировались в разных условиях или из совершенно разных растворов.

Таким образом, исследования изотопного состава серы сульфидов различных парагенетических ассоциаций, выделенных на основе структурно-текстурных взаимоотношений минералов, выявили следующие закономерности распределения изотопов серы при рудоотложении:

 наиболее ранние генерации сульфидов, приуроченные к ассоциациям сульфидизированного монцонит-порфира и пирит-арсенопиритовой ассоциации, характеризуются умеренно отяжеленным составом серы, который был свойственен рудным флюидам на начальных стадиях рудогенеза и, вероятно, наиболее приближен к общему составу серы интрузии на момент внедрения;

– на месторождении отмечена общая тенденция к увеличению содержания тяжелого изотопа серы в сульфидных минералах от ранних парагенетических ассоциаций к поздним, однако между тремя участками отмечены существенные различия в изотопном составе серы сульфидов, что, вероятно, объясняется локальными структурными факторами, повлиявшими на физико-химические параметры рудообразующих растворов. При этом, в пределах каждого отдельного участка также сохраняется тенденция сдвига изотопного состава минералов в сторону больших значений δ^{34} S от более высокотемпературных ассоциаций к более низкотемпературным. Это, в свою очередь, также подтверждает невозможность образования данных температурных парагенезисов вследствие эволюции рудного флюида, обусловленной только лишь снижением температуры в ходе рудоотложения.

Закономерное обогащение сульфидов каждой последующей генерации тяжелым изотопом параллельно отражает увеличение содержания изотопа ³⁴S в сульфидах по направлению от внутренних зон экзоконтакта к внешним. Это можно объяснить, во-первых, возрастанием величины pH рудных растворов в том же направлении. При миграции растворов от внутренних зон к внешним происходит сокращение ореола гидротермально-метасоматически измененных пород и увеличение количества неизмененных карбонатов. При взаимодействии с вмещающими карбонатами (особенно с доломитами) pH растворов повышается. Поскольку увеличение pH способствует перераспределению соотношений форм серы в растворе и, как следствие, обогащению H₂S_{водн} изотопом ³⁴S, кристаллизующиеся в таких условиях сульфиды будут изотопно-тяжелее по сравнению с более высокотемпературными сульфидами внутренних зон. Во-вторых, утяжелению изотопного состава серы, очевидно, способствовала контаминация рудных растворов осадочными сульфатами.

Литература

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 456 с.

Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Туркина О.М., Гимон В.О., Абрамов Б.Н. Култуминское золото-медно-железо-скарновое месторождение (Восточное Забайкалье, Россия): петрохимические особенности магматизма и процессы рудообразования // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 749–771. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 360 с.

Салихов В.С., Груздев Р.М. Геолого-структурные особенности Култуминского гранитоидного массива (юго-восточное Забайкалье) // Вестник Забайкальского государственного университета. 2013. № 6 (97). С. 48–55.

Rye R.O., Ohmoto H. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis // Economic Geology. 1974. Vol. 69. P. 826–842.

Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes // Geochemical Journal. 1968. Vol. 2. P. 29–49.

В.Д. Бровченко¹, М.В. Меркулова², Й. Ситтнер^{2,3}, А.Д. Ренно³ ¹ – Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва valeriiabrovchenko@gmail.com ² – Гентский университет, г. Гент ³ – Институт Гельмгольца по технологии ресурсов, г. Фрайберг

Форма нахождения Pd в минералах норильских руд по данным рентгеновской спектроскопии поглощения

На сегодняшний день Pd, один из наиболее дорогостоящих критических металлов, широко применяется в автомобильной, электронной и химической промышленности. Россия является лидером по добыче Pd, основная часть запасов которого сосредоточена в месторождениях Норильско-Талнахского рудного узла. В рудах магматических Cu-Ni-ЭПГ месторождений сосуществуют две основные формы нахождения Pd: 1) в собственных минералах, 2) в качестве примеси в пентландите. Наиболее распространенными минералами Pd Норильских месторождений являются атокит, брэггит, высоцкит, паоловит, котульскит, соболевскит и т. д.; Pd также встречается в минералах платины [Sluzhenikin, 2011]. Как правило, они образуют редкие зерна размером до 50 мкм, часто в срастании с другими минералами платиновой группы (МПГ).

Другим важным носителем Pd в природе является пентландит. В рудах J-M рифа месторождения Стиллуотер (США) его содержание в пентландите достигает 9.8 мас. %. По данным [Li, Ripley, 2006] столь значительное обогащение Pd происходило не при первичном магматическом процессе, а при гидротермальной ремобилизации минералов Pd и последующем обогащении пентландита. Однако существование в рудах ортомагматических ассоциаций не измененного пентландита с содержанием Pd до 4 мас. % [Li, Ripley, 2006], говорит в пользу первичного обогащения сульфидного расплава, из которого образовались руды J-M рифа.

В природно-закаленных ортомагматических сульфидных рудах г. Рудной месторождения Норильск 1 содержание Pd в пентландите достигает 4.62 мас. %. Палладий, как и другие элементы, характеризуется гетерогенным распределением среди образцов, а также зональным обогащением на контактах отдельных зерен. Коэффициент распределения Pd между моносульфидным твердым раствором и промежуточным твердым раствором (D(MSS/ISS)) варьирует от ~0.1 до ~1 × 10⁻³ [Liu, Brenan, 2015]. Характер гетерогенности концентраций Pd в контактовом пентландите согласуется с коэффициентами распределения: содержание Pd в пентландите увеличивается от границы с MSS к границе с ISS, что указывает на его перитектическое происхождение путем реакции раннего MSS с остаточной жидкостью [Kitakaze et al., 2016], а также подтверждает, что обогащение Pd происходило в супрасолидусных условиях. Вопрос о форме нахождения Pd в природном и синтетическом пентландите до сих пор остается дискуссионным. Один из методов, позволяющих узнать кристаллохимические характеристики элемента в минералах, метод трансмиссионной электронной микроскопии с фокусируемым ионным пучком (TEM FIB) [Wirth et al., 2013]. С помощью этого метода [Junge et al., 2015] установлено четыре формы вхождения Pd в пентландит руд Бушвельда: 1) нановключения МПГ и твердые растворы: 2) гомогенный, 3) частично упорядоченный и 4) упорядоченный со сверхструктурой. Нановключения представлены преимущественно Pt-Pd-Sn, Pt висмутидами и Pt теллуридами, атокитом (Pd₃Sn) и Pt-(Fe,Cu) сплавами. Содержание Pd в изученном пентландите, в среднем, составляло 390 г/т, что значительно ниже содержания Pd в пентландите руд г. Рудной. Такие уникальные образцы позволили поставить задачу по изучению формы нахождения Pd в природных зернах пентландита.

Еще одним методом, позволяющим узнать характер связей элемента в минерале, является метод рентгеновской спектроскопии поглощения (XAS). Метод дает полную картину о состоянии атома (XANES спектроскопия) и его окружении (EXAFS спектроскопия). Однако приборные ограничения, а также ограничения, связанные со сложным химическим составом сульфидов, не позволяют измерять незначительные концентрации Pd, в среднем, не превышающие 0.05 мас. % в большинстве пентландитов.

С помощью этого метода пентландит г. Рудной проанализирован на источнике синхротронного излучения Swiss Light Source (SLS) в исследовательском центре Института Пауля Шеррера (PSI) в Швейцарии. В ходе работы были получены карты микрорентгенофлуоресцентного анализа (µXRF) при энергии 3.174 кэВ, отвечающей краю поглощения Pd, со сфокусированным рентгеновским пучком (4×4 мкм²) и с шагом от 1 до 5 мкм. С помощью µXRF карт определялись местоположения «горячих точек» наибольшего содержания Pd в образцах. Впоследствии для этих точек были получены спектры рентгеновского поглощения с высоким разрешением по энергии (HR-XAS). Спектры HR-XAS для L₂-края поглощения Pd (3.174 кэВ) снимались в диапазоне энергий 3.1-3.3 кэВ на экспериментальной станции РНОЕNIX I источника синхротронного излучения SLS при среднем токе 400 мА. Монохромотизация синхротронного излучения проводилась с использованием кристалла-монохроматора Si(111). Рентгеновский пучок был сфокусирован до размера 4 мкм² с помощью КБ кристаллов отражателей (Kirkpatrick-Baez mirrors). Чтобы сравнить спектры различных форм нахождения и концентраций Pd, в качестве стандартов были изготовлены спрессованные шашки с содержаниями Pd 0.05, 0.3-0.5 и 3-5 мас. % и концентрированные порошки состава PdS, PdCl., PdSO4. В качестве стандартов также использовались спектры, измеренные в зернах некоторых МПГ из руд норильских месторождений из коллекции Минералогического музея Университета г. Фрайберга (Германия). В качестве стандарта металлической формы Pd использовалась Pd фольга. Ее измерение проводилось два раза в сутки и при каждой смене параметров. В ходе сравнения всех полученных спектров XAS для Pd фольги не обнаружены отличия в энергетической позиции края поглощения, что говорит о постоянстве энергии во время измерений. Нормализация, обработка и сравнение спектров поглощения (XANES) были осуществлены в программе Athena [Ravel, Newville, 2005], анализ и визуализация µXRF карт – в программе РуМСА [Sole et al., 2007].

Полученные µXRF карты распределения Pd согласуются с ранее опубликованными картами (рентгеноспектрального микроанализа и ЛА ИСП МС) [Brovchenko et al., 2020] и показывают, что Pd распределен гетерогенно в сульфидах г. Рудной. Распределение Pd положительно коррелирует с таковым для Ni и отрицательно – для Cu. Это свидетельствует о том, что «горячие точки» Pd находятся именно в пентландите, а не в ISS и MSS. В местах высокой концентрации Pd XRF спектры не содержат пик Pt, что исключает возможность того, что Pd находится в МПГ. Сравнение спектров поглощения (XANES) для Pd в пентландите, Pd



Рис. Сравнение спектров рентгеновского поглощения (XAS) для различных форм Pd.

Pd в Pn – палладий в пентландите руд г. Рудной; Pd метал. – металлический палладий в Pd фольге; Pd в атоките – Pd в атоките (Pd,Sn) из руд Норильских месторождений.

в металлической форме (Pd фольга) и Pd в МПГ показывает большие отличия в форме всех спектров (рис.). Соответственно, можно утверждать, что Pd в пентландите не находится ни в металлической форме, ни в микровключениях МПГ, а входит в кристаллическую решетку пентландита. Энергетическая позиция белой линии (3173.8 эВ) спектра Pd в пентландите сходна с позицией белой линии спектров Pd в МПГ. Это свидетельствует о том, что Pd в пентландите имеет номинальную степень окисления +2, соответственно, мы можем предположить, что он замещает атомы Fe или Ni.

Для более точного определения атомного окружения Pd в пентландите и расшифровки параметров состояния его атомов требуется подробный анализ высокоэнергетической части спектра поглощения (EXAFS), а также дополнительные измерения спектров поглощения для К-края Pd. Эти измерения планируется провести на источнике синхротронного излучения ESRF в г. Гренобль (Франция) в 2021 г.

Авторы выражают благодарность С.Ф. Служеникину за консультации, а также К.Н. Борка и Т. Хутвелкеру за помощь в подготовке данных. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 18-05-70073).

Литература

Brovchenko V.D., Sluzhenikin S.F., Kovalchuk E.V., Kovrigina S.V., Abramova V.D., Yudovskaya M.A. Platinum group element enrichment of natural quenched sulfide solid solutions, the Norilsk 1 deposit, Russia // Economic Geology. 2020. Vol. 115. № 6. P. 1343–1361.

Junge M., Wirth R., Oberthür T., Melcher F., Schreiber A. Mineralogical siting of platinum-group elements in pentlandite from the Bushveld Complex, South Africa // Mineralium Deposita. 2015. Vol. 50. №. 1. P. 41–54.

Kitakaze A., Machida T., Komatsu R. Phase relations in the Fe–Ni–S system from 875 to 650 °C // The Canadian Mineralogist. 2016. Vol. 54. P. 1175–1186.

Li C., Ripley E.M. Formation of Pt–Fe alloy by desulfurization of Pt–Pd sulfide in the J–M reef of the Stillwater complex, Montana // The Canadian Mineralogist. 2006. Vol. 44. P. 895–903.

Liu Y., Brenan J., Partitioning of platinum-group elements (PGE) and chalcogens (Se, Te, As, Sb, Bi) between monosulfide-solid solution (Mss), intermediate solid solution (Iss) and sulfide liquid at controlled fO₂–fS₂ conditions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. Vol. 159. P. 139–161.

Ravel B., Newville M. ATHENA, ARTEMIS, HEPHAESTUS: data analysis for X-ray absorption spectroscopy using IFEFFIT // Journal of Synchrotron Radiation. 2005. Vol. 12. P. 537–541.

Sluzhenikin S.F. Platinum-copper-nickel and platinum ores of Norilsk Region and their ore mineralization // Russian Journal of General Chemistry. 2011. Vol. 81. №. 6. P. 1288–1301.

Solé V.A., Papillon E., Cotte M., Walter P., Susini J. A multiplatform code for the analysis of energydispersive X-ray fluorescence spectra // Spectrochimica Acta. Part B. 2007. Vol. 62. P. 63–68.

Wirth R., Reid D., Schreiber A. Nanometer-sized platinum-group minerals (PGM) in base metal sulfides: New evidence for an orthomagmatic origin of the Merensky reef PGE ore deposit, Bushveld Complex, South Africa // The Canadian Mineralogist. 2013. Vol. 51. P. 143–155.

3.Т. Абдрахманова, А.Н. Кан, Р.В. Юн, С.А. Ефименко ТОО «Корпорация Казахмыс», г. Караганда Serg_yef@mail.ru

Решение задачи максимального охвата балансовых компонентов при проведении РФА геологоразведочных проб в ТОО «Корпорация Казахмыс»

ТОО «Корпорация Казахмыс» является крупнейшим производителем катодной меди в Казахстане. Шахты и карьеры ПО «Жезказганцветмет», ПО «Балхашцветмет» и ПО «Карагандацветмет» разрабатывают месторождения медьсодержащих полиметаллических руд очень сложного вещественного состава: Жезказган, Жаман-Айбат, Жиландинская группа (Итауз, Восточная Сарыоба, Западная Сарыоба, Кипшакпай, Карашошак), Конырат, Саякская группа, Шатырколь, Нурказган, Абыз, Акбастау, Кусмурын.

Запасы руд и металлов вышеуказанных месторождений утверждены протоколами Государственных комиссий по запасам (ГКЗ) полезных ископаемых СССР и РК. Согласно этим протоколам максимальный список основных и сопутствующих компонентов по всем месторождениям, разрабатываемым ТОО «Корпорация Казахмыс», достигает 15 – это Си, Pb, Zn, Ag, Au, Re, S (сульфидная), Se, Te, Mo, Cd, As, Co, In, Hg. Следовательно, содержания этих элементов должны (в идеале) измеряться переносными и стационарными энергодисперсионными рентгенофлуоресцентными (EDXRF) спектрометрами, которые анализируют геологоразведочные пробы, т. е. определение содержаний этих 15 элементов является конечной целью аппаратурных и методических EDXRF исследований, ведущихся в корпорации. Достижение этой цели позволит с максимальной информативностью проводить геологоразведочные работы во всех горных подразделениях ТОО «Корпорация Казахмыс» и существенно сократить затраты на химический анализ, т. к. химические анализы проб с рудных пересечений будут заказываться не «вслепую», а в полном соответствии с результатами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА).

В ТОО «Корпорация Казахмыс» с 1971 г. применяется рентгенофлуоресцентный метод анализа (РФА) и опробования (РФО) руд, поэтому все лаборатории рентгенофлуоресцентного анализа оснащены EDXRF лабораторными спектрометрами, в частности, РЛП-21Т (ТОО «Аспап Гео», г. Алматы, Казахстан), различных модификаций.

Спектрометр РЛП-21Т (модификация 2010 г.) позволяет одновременно определять содержания 31 элемента (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, U, Th), причем легкие элементы (S, Si, Al) определяются без использования вакуума или инертного газа и за одно измерение с остальными элементами. Экспозиция измерений – 150 с. Предел обнаружения Ag (критерий 30) составляет 0.76 г/т. Спектрометр РЛП-21Т (2010) базовой комплектации «закрывает» 10 элементов (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Co, Mo, Se, As, S) из вышеприведенного списка.

Один из спектрометров РЛП-21Т (2010) оснащен опцией «РФА на рений». Данная опция позволяет определять содержания 19 элементов: Re, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, Ge, As, Se, Ba (оценка), S (оценка), W. Исследования показали, что спектрометр обеспечивает точность РФА по III категории, начиная с содержаний Re 1.5+ г/т, при экспозиции измерений 500 с. Эта опция используется в отдельном режиме. Таким образом, спектрометр РЛП-21Т (2010) «закрывает» 11 элементов списка, и «не закрытыми» остаются четыре элемента – Au, Te, In, Hg.

Следующий этап – это оснащение лабораторий РФА спектрометрами РЛП-21Т новейшей модификации и, в частности, РЛП-21Т (2020) (рис. 1). В этих спектрометрах используется рентгеновская трубка с напряжением 60 кВ; FAST SDD детектор площадью 70 мм²; турель, рассчитанная на 10 (а не девять, как раньше), кювет с пробами (сами кюветы и по высоте, и по диаметру больше); шесть режимов работы, главные из которых: «Общая» на 40 элементов и соединений (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, S_{общ}, SiO₂, Mo, Se, CaO, Mn, Al₂O₃, P, R, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Sb, BaSO₄, Ta, W, Hg, Bi, Th, U) и «Общая La» на 42 элемента (то же, что и в режиме «Общая», плюс In, Te); режимы «ТеФ» и «LaФ» (Φ – фильтр) для высокоточного РФА при низких (<1.0 г/т) содержаниях Ag, Cd, Te, In, Se и ряда других элементов; регулируемая экспозиция измерений – от 80 до 150 с.

В таблицу «Процентное содержание элементов» спектрометра РЛП-21Т (2020) включены, в частности, In, Sn, Sb и Te по сравнению с таблицей «Процентное содержание элементов» спектрометра РЛП-21Т (2010). Ввод этих элементов потребовал существенной переработки рентгенооптической схемы датчика спектрометра, замены мишени из теллура на мишень из лантана и программного обеспечения. Таким образом, в сегменте «Лабораторный РФА» из всего списка основных и сопутствующих элементов остались не «закрытыми» только Au и частично Re.

Теперь подробнее остановимся на ситуации с охватом списка основных и сопутствующих элементов в сегменте «РФО руд и керна». До 2017 г. для целей РФО использовались переносные EDXRF спектрометры РПП-12 (ТОО «Аспап Гео», г. Алматы, Казахстан). Спектрометр РПП-12 – это радиоактивный источник закрытого типа плутоний-238 с пропорциональным детектором излучений СИ-1, устройством регистрации и обработки результатов. Ре-



Рис. 1. EDXRF спектрометр РЛП-21Т (2019).

гистрирует четыре элемента (Cu, Pb, Zn, Fe). Очевидно, что этот спектрометр, закрывающий всего три элемента списка, необходимо было бы заменить на спектрометр с большим списком определяемых элементов. Для этого следовало бы: а) перейти на использование рентгеновской трубки – это расширит верхний энергетический интервал возбуждающего излучения и, следовательно, список определяемых элементов (в частности, определять содержания Ag и Cd); б) перейти на использование полупроводниковых (Si–Pin и SDD) детекторов с более высоким энергетическим разрешением. С 2017 г. на рудники начали поступать переносные EDXRF спектрометры РПП-12П и РПП-12Т.

Спектрометр РПП-12П должен был заменить спектрометр РПП-12. Спектрометр РПП-12П – это радиоактивный источник закрытого типа плутоний-238 с кремниевым дрейфовым детектором SDD площадью 25 мм² с термоохлаждением и энергетическим разрешение 140 эВ по линии 5.9 кэВ; беспроводной передачей сигнала от датчика к прибору; смартфоном САТ s60 с ударопрочным корпусом (вместо устройства регистрации и обработки результатов). Регистрирует 12 элементов: Cu, Zn, Pb, Fe, Ba, K, Ca, Ti, Mn, Ni, As, Sr. Однако этот спектрометр «закрывает» только пять элементов списка.

Спектрометр РПП-12Т разрабатывался для определения предельно низких (1 г/т +) содержаний Ag, Cd и ряда других элементов. Спектрометр РПП-12Т (рис. 2) включает: детектор SDD (S = 25 мм², термоохлаждение, разрешение 140 кэВ по линии 5.9 кэВ); рентгеновскую трубку (50 кВ, 10 Вт); до 4 см² площади сбора аналитической информации с поверхности объекта; беспроводную передачу информации от датчика к устройству регистрации и обработки информации; серийный смартфон с операционной системой Android, с защитой класса IP67 и мощным (8000 мАч) аккумулятором; устройство для проведения РФА порошковых проб; три рабочих режима: естество, керн, порошок; комплект из двух (по 1.0 м) штанг (после окончания гарантированного срока можно дополнительно заказать 2–3 штанги); варианты исполнения – шахтный и карьерный (керновый); вес датчика – не более 1.5 кг. Регистриует 34 элемента: Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr,



Рис. 2. EDXRF спектрометр РПП-12Т.

Y, Nb, Sn, Sb, Bi, Se, In, Pd, Te, W, Th, U. Спектрометр РПП-12Т закрывает 11 элементов из списка. «Незакрытыми» остаются Au, S, Re, Hg.

Спектрометр РЛП-21Т может быть применим для определения содержаний Au посредством прямого анализа (без использования кислотного разложения навесок проб и осаждения золота на твердый экстрагент). Например, по заказу Аналитической лаборатории TOO «Центр Консалтинг» TOO «Аспап Гео» разработало модификацию спектрометра РЛП-21Т на 42 элемента (без Те). В таблице 1 приведен фрагмент таблиц «Процентное содержание элементов» двух породных проб, в которые методом добавок были введены соответственно 10 и 20 г/т Au.

Результаты получились весьма обнадеживающими. Следует провести дополнительные исследования на пробах с меньшими содержаниями Au. Однако даже если максимально оптимизировать условия возбуждения линий L-серии Au, увеличить экспозицию измерений, перейти на прессование проб, вряд ли удастся уверенно определять содержания Au <1 г/т. В настоящее время проводятся исследования по выяснению возможности проведения РФА на Au руд месторождения Абыз с помощью спектрометра PIII-12T, используя коэффициенты множественной корреляции с другими элементами. Но этот вариант может получиться только на рудах месторождения Абыз с повышенными содержаниями Au по сравнению с другими месторождениями, разрабатываемыми рудниками TOO «Корпорация Казахмыс». С переносными EDXRF спектрометрами достичь положительных результатов при прямом (без корреляции) РФО керна скважин на золото на всех месторождениях TOO «Корпорация Казахмыс» на данный момент невозможно.

Считаем уместным остановиться на следующем моменте. Рынок ядерно-геофизической аппаратуры наводнен переносными зарубежными EDXRF спектрометрами: Delta Professional, Delta Premium, VANTA фирмы Olympus Scientific Solutions Americas Corporation (США), S1 TITAN 800 фирмы Bruker AXS Handheld LTD (США), The Niton XL, калибровка 3t 950GPK GOLDD+ и The Niton XL3t 955 Ultra Mining Analyzer фирмы Thermo Fisher Scientific Inc. (США), EDX Pocket фирмы Skyray Instrument (Китай) и другими. Считается, что они могут определять содержания Au. Как правило, это не более чем маркетинговый прием. В действительности, точность РФО на Au, примерно такая, как показано в табл. 2, из которой видно, что погрешности РФА на Au, Te и Sn превышают определенные содержания этих элементов.

Ни ТОО «Аспап Гео» (г. Алматы, Казахстан) с аппаратурой РПП-12Т, ни ООО «НПО «Спектрон» (г. Санкт-Петербург, Россия) с аппаратурой СПЕКТРОСКАН-GEO, ни ООО «Научно-производственная компания «АТОМ Электроникс» (г. Екатеринбург, Россия) с аппаратурой МАРФ-003, ни Elvatech Ltd. (г. Киев, Украина) с аппаратурой ElvaX Geo не указывают, что определяют содержания Au, так как отвечают за достоверность результатов РФО.

Таблица 1

Фрагмент «Таблиц содержаний элементов», полученных по результатам РФА проб

Элемент	Содержание	Элемент	Содержание								
	с добавкой 10 г/т Аи										
Lu	<0.0001 %	Та	<0.001 %								
W	<0.001 %	Au	10.17 ± 0.60 г/т								
Bi	<0.001 %	Th	$6.81\pm0.50~\textrm{r/t}$								
с добавкой 20 г/т Аи											
Lu	<0.0001 %	Та	<0.001 %								
W	<0.001 %	Au	22.82 ± 0.66 г/т								
Bi	<0.001 %	Th	$6.88\pm0.50~\textrm{g/t}$								

гезультаты г ФО образца руды на спектрометре глп–21л	Результаты	РФО образца	руды на	спектрометре	РЛП-21ЛА
--	------------	-------------	---------	--------------	----------

Элемент	Содержание	Элемент	Содержание
Ag	$0.1052\pm 0.0012~\%$	Sn	$0.0009 \pm 0.0018~\%$
Sb	$0.0252 \pm 0.002~\%$	Pb	$0.2037 \pm 0.0029~\%$
Bi	$0.0038 \pm 0.0016~\%$	Au	$0.0031 \pm 0.0035~\%$
In	$0.0103 \pm 0.0014~\%$	Te	$0.0012 \pm 0.0018~\%$

Таким образом, в сегменте «лабораторные спектрометры» спектрометром РЛП-21Т (2020 г., 42 элемента) удалось обеспечить РФА 13 из 15 элементов списка балансовых компонентов. Опцией «РФА на Re» в спектрометре РЛП-21Т (2010 г., 19 элементов) обеспечен РФА на Re с содержаниями 1.5+ г/т. В сегменте «переносные спектрометры» спектрометром РПП-12Т (2017 г., 34 элемента) удалось обеспечить РФО 11 из 15 элементов списка балансовых компонентов.

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

А.В. Сначев¹, М.А. Рассомахин², К.Р. Нуриева^{1,3}, Р.Р. Исламов^{1,3} ¹ – Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии г. Уфа SAVant@rambler.ru ² – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс ³ – Башкирский государственный университет, г. Уфа

К истории формирования Сиратурского золоторудного месторождения (Южный Урал)

Сиратурское рудное поле находится в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома (рис. 1). В его пределах известны три коренных золоторудных месторождения (Сиратурское, Кузьма-Демьяновское и Камышакское) и несколько проявлений (Барсучий Лог, Бугор, Голенькие Горки, Раздольное) [Серавкин и др., 2001; Салихов и др., 2003; Латыпов и др., 2012ф]. Они приурочены к крайней восточной части субмеридиональной полосы углеродистых, углеродисто-хлорит-кварцевых и хлорит-кварцевых сланцев поляковской свиты, датированной ордовиком по находкам конодонтов [Маслов, Артюшкова, 2000], а также к зоне ее тектонического сочленения с серпентинитами и гипербазитами Нуралинского массива [Знаменский и др., 1993]. Севернее Сиратурского месторождения (Кузьма-Демьяновский участок) развиты малые тела гранитоидов балбукского комплекса (С₂b) с Rb–Sr возрастом 311±9 млн лет [Салихов и др., 2013]. Геологоразведочные исследования на рассматриваемой территории в период 2009–2020 гг. показали, что в черносланцевых отложениях золоторудная минерализация представлена преимущественно золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе – золото-кварц-малосульфидным жильнопрожилковым.

Собственно Сиратурское золоторудное месторождение включает Фельдшерский (на севере), Центрально-Сиратурский (в центре) и Южно-Сиратурский (на юге) участки и протягивается на 3.7 км при ширине от 100 до 400 м. В его пределах установлено четыре рудных тела, главное из которых имеет мощность 3.0 м, прослежено на расстояние 2.1 км, приурочено к лежачему контакту черносланцевой толщи с лиственитами и имеет крутое (85°) западное падение. Сульфидная минерализация в породах рудной зоны занимает до 10 % и представлена пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. В углеродистых сланцах также отмечены пирротин и сфалерит [Сначев и др., 2020]. По данным атомно-абсорбционного анализа (спектрофотомер Спектр-5, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Н.Г. Христофорова), вмещающие черные сланцы содержат 0.045–0.055 г/т Аи, что соответствует границе между сильной и рудогенной аномалиями [Юдович, Кетрис, 2015]. Среднее содержание золота в рудных телах – 2.12 г/т. Кроме перечисленных выше рудных тел, в крайней южной части Сиратурского месторождения отмечена так называемая Широтная жила, приуроченная к зоне трещиноватости, оперяющей Главный Уральский разлом. Руды ограничены зоной дробления углеродистых сланцев и представлены кварц-малосульфидным жильно-прожилковым типом. Распределение золота в них неравномерное. На участках, густо пронизанных кварцевыми жилами, его содержание достигает 25 г/т.



Рис. 1. Схема геологического строения района работ по [Князев и др., 2013; Аулов и др., 2015] с упрощениями авторов.

1 – вулканогенно-осадочные отложения Западно-Магнитогорской зоны; 2 – углеродистые сланцы и базальты поляковской свиты; 3 – песчаники и кварциты зильмердакской свиты; 4 – кварциты, кварцитопесчаники зигальгинской свиты; 5 – кварциты, кварцитопесчаники зигальгинской свиты; 6 – углеродистые сланцы зигазино-комаровской свиты; 7, 8 – Нуралинский офиолитовый комплекс: 7 – серпентинитовый меланж, 8 – габбро. Пунктирной линией показан контур Сиратурского месторождения.

Изучение структурных парамагнитных Al примесных центров в кварце (ЭПР спектрометр CMS-8400, кафедра минералогии МГУ, г. Москва, аналитик С.В. Вяткин) золото-сульфидных прожилково-вкрапленных и золото-кварц-малосульфидных жильно-прожилковых руд показало, что концентрация Al центров в кварце руд второго типа составляет 8.8–54.4 ат. г/т (в среднем, 29.3 ат. г/т), а в кварце первого типа – она заметно меньше – 6.7–18.7 ат. г/т (в среднем, 12.0 ат. г/т). Общее низкое содержание структурных примесей Al в кварце может указывать не только на низкую концентрацию в гидротермальном растворе, но и на низкое значение pH среды минералообразования. Примечательно, что содержания Au и Ag в кварце отчетливо связаны с примесью Al. Так, в кварце золото-кварц-малосульфидных руд содержания Au и Ag составляют, в среднем, 0.23 и 0.12 г/т, соответственно (по 16 пробам), а для золото-сульфидных руд – 0.08 и 0.08 г/т (по 23 пробам), что в 2.9 и в 1.5 раза меньше.

В пределах Сиратурского рудного поля при промывке дресвяно-щебнистых кор выветривания, развитых по углеродистым сланцам и лиственитам, получено несколько десятков зерен золота (рис. 2a). Анализ на РЭМ Tescan Vega 3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин) позволил разделить их на две группы, первая из которых (главное рудное тело и Широтная жила Сиратурского месторож-



Рис. 2. Электронно-микроскопические фото и точки анализа золота Сиратурского месторождения.

дения, проявление Фельдшерское) характеризуется высокой пробностью (900–980 ‰) (рис. 26), а вторая (золото-сульфидные руды Сиратурского месторождения и проявление Голенькие Горки) содержит значимую примесь Ag (вплоть до электрума) (67–82 мас. % Au, 17–33 мас. % Ag и до 0.36 мас. % Cu). В золото-сульфидных рудах Сиратурского месторождения в пирите также установлено низкопробное золото: 50–55 мас. % Au и 45–50 мас. % Ag (рис. 2в).

Таким образом, черносланцевые толщи содержат повышенные концентрации Au. В результате последующей длительной истории развития Магнитогорской мегазоны в раннем и среднем палеозое (океаническая и островодужная стадии) они испытали интенсивное погружение, катагенетические преобразования и зональный приразломный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. В это время были сформированы прожилково-вкрапленные золото-сульфидные руды (пробность золота 670–820 ‰).

В коллизионный этап развития Южного Урала (C₂–P₁) образовались жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-малосульфидные руды, по-видимому, в связи с гидротермальной деятельностью гранитоидов балбукского комплекса. Эти руды содержат высокопробное (940–970 ‰) самородное золото и залегают в породах, испытавших натриевый метасоматоз. Многочисленные отличия в обоих типах руд заключаются в условиях формирования оруденения и, вероятно, составе флюидных систем, эволюция которых и привела к их отложению. В целом, Сиратурское месторождение можно отнести к полигенному и полихронному типу. Это единственный объект на Южном Урале, который расположен в черносланцевых отложениях офиолитовой ассоциации и представляет несомненный интерес для дальнейших оценочных и разведочных работ.

Геологические работы выполнены в рамках Государственного задания, тема № 0246-2019-0078. Изучение состава золота проведено в рамках Государственного задания, темы № АААА-А19-119072390050-9.

Литература

Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И., Королькова З.Г., Левин Ф.Д., Липаева А.В., Поташова М.Н., Самозванцев В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Издание второе. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XII – Златоуст. Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

Знаменский С.Е., Ковалев С.Г., Сначев В.И., Даниленко С.А., Знаменская Н.М., Рачев П.И. Платиноносность гипербазитовых массивов башкирской части зоны Главного Уральского разлома // Тез. докл. конф. «Познание, освоение и сбережение недр РБ». Уфа, 1993. 57 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Латыпов Ф.Ф., Утаев М.Ф., Исхакова Р.Ш., Мальцева М.В., Мельникова Ю.В. Поиски рудного

золота на Сиратурской площади (Республика Башкортостан). Уфа: ОАО Башкиргеология, 2012ф. 339 с. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2000. 140 с.

Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Часть 1. Уфа: Экология, 2003. 222 с.

Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале // Геологический сборник № 10. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. С. 176–199.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Сначев А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначев В.И., Рассомахин М.А., Кощуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. №. 5. С. 64–70.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.: Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с. DOI: 10.23681/428042

А.Ф. Собиров Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе sobirov-abbosbek@mail.ru

Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал)

(научный руководитель – член-корр. РАН В.В. Масленников)

Коренное и россыпное месторождение Бурное золото, отработанное в прошлом и позапрошлом веках, локализуется на южном выклинивании Петропавловско-Сухтелинской золотоносной зоны Арамильско-Сухтелинского синклинория на восточном фланге Магнитогорского мегасинклинория [Тевелев и др., 1998, 2002, 2018; Сначев и др., 2003]. Несмотря на интенсивные горные работы, территория, прилегающая к месторождению, изучена слабо. Отсутствуют данные о минеральном составе жил и пробности золота. Такие жилы встречены в 200 м к юго-востоку от урочища Шахты.

Продукты разрушения жил встречены в мезозойских конгломератах, состоящих из галек золотоносного кварца, яшм, углеродисто-кремнистых пород, бокситов, серпентинитов и базальтов. Предполагается, что эти турмалин-кварцевые жилы и конгломераты, а также ассоциирующие с ними красные и рыжие глины представляют главный интерес с точки зрения их потенциальной золотоносности. Целью работы является исследование особенностей вещественного состава кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка. Основой для работы стали материалы, собранные автором во время прохождения производственной практики в ООО «Лондогора» в 2020 г. Оптические исследования проводились на микроскопе Olympus BX51 с цифровой видеокамерой. Химический состав самородного золота определен на СЭМ TescanVega 3 sbu с энергодисперсионным анализатором Oxford Instruments X-act (Имин ЮУ ФНЦ МиГ Уро РАН, г. Миасс, аналитик И.А. Блинов).

Самородное золото зафиксировано в разноориентированных турмалин-кварцевых жилах мощностью 5–10 см в выветрелых гранодиоритах. Изученный автором образец ЮС-бе был отобран в проложенной по гранодиоритам канаве в одной из турмалин-кварцевых жил на глубине 1.5 м. Крупное (до 2–3 мм) самородное золото обнаружено в агрегате крупнозернистого молочно-белого и желтоватого кварца, а также в темно-бурой массе, сложенной турмалином и покрытой гидроксидами железа.

В ходе микроскопического изучения установлено, что самородное золото образует агрегаты сложной формы и прожилковидные выделения размером до 0.9 см, ассоциирующие с агрегатами турмалина и кварца (рис.). Наиболее крупные золотины тяготеют к границе кварцевых и турмалиновых агрегатов. Самородное золото меньшего размера (≤0.5 мм) формирует дендритовидные, сетчатые, угловатые и прожилковидные агрегаты. Угловатые золотины с кристаллографическими очертаниями ассоциируют с полными псевдоморфозами гидроксидов Fe по сульфидам. В гидроксидах Fe отмечаются тончайшие короткие прожилки и пылевидные включения самородного золота размером от первых микрометров до 10–20 мкм. В самородном золоте наблюдаются включения призматических и сглаженно-угловатых зерен турмалина и единичные включения галенита.

Электронно-микроскопическое изучение самородного золота позволило выделить две его генерации, отличающиеся по химическому составу. Преобладающая первая генерация представлена зернами золота различной формы и размера, ассоциирующими с турмалинкварцевыми агрегатами и обладающими умеренно высокопробным составом (870–888 ‰) с содержанием Ag 11.44–12.38 мас. % (табл. 1). Вторая генерация представлена тонкодисперсным и прожилковидным весьма высокопробным самородным золотом, образующим включения в гидроксидах Fe (1000 ‰) (табл. 1).

Состав турмалинов (табл. 2) близок метаморфогенным дравитам-оксидравитам орогенных золоторудных месторождений [Hazarika, Mishtra, 2015], связанным с вовлечением в процесс метаморфогенных флюидов, и турмалинам месторождений золота, которые рассма-

Таблица 1

№ п/п	№ ан.	Ag	Au	Сумма	Формула
1	20697b	11.98	87.26	99.24	Au _{0.80} Ag _{0.20}
2	20697c	11.68	88.17	99.84	Au _{0.81} Ag _{0.19}
3	20697d	11.64	88.31	99.95	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$
4	20697e	11.90	88.77	100.67	Au _{0.80} Ag _{0.20}
5	20697i	12.21	87.06	99.27	Au _{0.82} Ag _{0.18}
6	20697j	12.27	88.21	100.48	Au _{0.80} Ag _{0.20}
7	20697k	11.44	87.90	99.34	Au _{0.81} Ag _{0.19}
8	20697n	12.38	87.92	100.29	Au _{0.80} Ag _{0.20}
9	20697u	11.45	88.73	100.18	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$
10	20697h	_	100	100	Au
11	206970	_	100	100	Au100

Химический состав самородного золота Южно-Сухтелинского проявления (мас. %)

Примечание. Анализы самородного золота: 1–9 – первая генерация; 10, 11 – вторая генерация.

Таблица 2

Химический состав турмалина Южно-Сухтелинского проявления (мас. %)

№ п/п	№ ан.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	B ₂ O ₃	H ₂ O	Сумма
1	20697f	37.02	-	34.38	6.24	6.63	2.28	10.74	3.70	100.99
2	206971	36.11	0.29	34.40	6.10	6.31	2.56	10.59	3.65	100.01
3	20697r	36.57	0.54	32.57	8.53	6.39	2.46	10.67	3.68	101.41
4	20697s	37.40	-	37.42	3.21	6.65	2.90	10.91	3.76	102.25
5	20697t	37.00	_	35.18	5.68	6.55	2.73	10.78	3.72	101.64
	Коэффициенты в формуле, \sum катионов = 15									
№ п/п	Na	Mg	5	Al	Fe		Ti	Si		
1	0.72	1.6	1.60		0.84		0.00			
2	0.81	1.54	1.54		0.84		0.04			
3	0.78	1.5	1.55		1.16		0.07			
4	0.90	1.5	1.58		0.43		0.00			
5	0.85	1.5	1.57		0.76		0.00			

Примечание. Анализы 1, 2 и 3–5 выполнены для трех различных кристаллов турмалина; анализы 1, 2 соответствуют точкам f, l на рис. Содержания B₂O₃ и H₂O рассчитаны по стехиометрии.



Рис. Электронно-микроскопические изображения и точки анализа полированных зерен золота из рудных зон проявления Южно-Сухтелинское: а) крупное выделение умеренно высокопробных золотин первой генерации (Au-1) с включениям галенита (Gln) в кварц-турмалиновой массе (Tur), по краям трещины и пустоты выполнены оксидами Fe (Gt); б) дендритное выделение самородного золота первой генерации (Au-1) и зерно циркона (Zr) в агрегатах турмалина (Tur); в, г) выделение весьма высокопробного тонкодисперсного золота второй генерации (Au-2) в трещинах и прожилках гидроксидов Fe (Gt) в ассоциации с агрегатами турмалина (Tur) и самородного золота первой генерации (Au-1). триваются как переходные от порфирового к эпитермальному типам [Voudouris et al., 2019]. Такая золото-турмалиновая и золотоносная кварц-турмалиновая ассоциация сопоставима с рядом золоторудных объектов Восточного Забайкалья, Тувы и Южного Урала [Gvozdev et al., 2020; Кужугет и др., 2014; Коломоец и др., 2020].

Таким образом, в коренном залегании в турмалин-кварцевых жилах установлено самородное золото двух генераций, отличающихся крупностью, морфологией, ассоциацией и химическим составом. Первая генерация умеренно высокопробного самородного золота обладает крупными размерами, прожилковидной морфологией и связана с агрегатами кварца и турмалина. Вторая генерация весьма высокопробного самородного золота формирует тончайшие включения и прожилки в гидроксидах Fe, вероятно, псевдоморфно заместивших первичные сульфиды.

Работа выполнена в рамках государственного задания ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № АААА-А19-119061790049-3. Автор благодарен В.В. Масленникову, Е.В. Белогуб и А.С. Целуйко за ценные рекомендации и помощь в работе, И.А. Блинову – за анализы минералов.

Литература

Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А. Золототурмалиновая минерализация в углеродистых сланцах Кумакского месторождения (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 12. С. 11–15.

Кужугет Р.В., Зайков В.В., Лебедев В.И. Улуг-Саирское золото-турмалин-кварцевое месторождение, западная Тува // Литосфера. 2014. № 2. С. 99–114.

Сначев А.В., Рыкус М.В., Сначев В.И. Благородные металлы в углеродистых отложениях южной части Арамильско-Сухтелинской зоны // Геологический сборник № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 180–185.

Тевелев А.В., Артюшкова О.В., Борисенок В.И. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюлл. МОИП. Т. 73. Вып. 5. 1998. С. 63–65.

Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточноуральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 120 с

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIX (Варна). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2018. 236 с.

Gvozdev V.I., Grebennikova A.A., Vakh A.S., Fedoseev D.G., Goryachev N.A. Mineral evolution during formation of gold–rare-metal ores in the Sredne-Golgotay deposit (Eastern Transbaikalia) // Russian Journal of Pacific Geology. 2020. Vol. 14. No. 1. P. 66–86.

Hazarika P., Mishra B. Tourmaline as fluid source indicator in the late Archean Hutti orogenic gold deposit // Mineral Resources in a Sustainable World. Nancy, 2015. P. 465–467.

Voudouris P., Baksheev I.A., Mavrogonatos C., Spry P.G., Djiba A., Bismayer U., Papagkikas K., Katsara A. Tourmaline from the Fakos porphyry-epithermal Cu-Mo-Au-Te prospect, Limnos island, Greece: mineral-chemistry and genetic implications // Bulletin of the Geological Society of Greece. 2019. Vol. 7. P. 329–330. А.К. Козин^{1, 2}, С.Ю. Степанов², Р.С. Паламарчук², В.В. Михайлов² ¹ – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург kozin.00@bk.ru ² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Особенности морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей Миасской россыпной зоны (Южный Урал)

(научный руководитель – профессор А.В. Козлов)

Миасская россыпная зона расположена на Южном Урале и включает в себя многочисленные россыпи, из которых за два века разработки было добыто более 100 т золота. Россыпная зона находится в пределах зоны Главного Уральского разлома, включающей офиолитовые и островодужные комплексы и многочисленные кислые интрузивы коллизионного этапа формирования Уральской складчатости [Пучков, 2000]. Широкое проявление россыпных объектов с золоторудной минерализацией в районе обусловлено сочетанием большого числа геологических комплексов, вмещающих коренные источники золота различных генетических типов, среди которых золото-лиственитовые (месторождение Мурашкина гора), золото-родингитовые (месторождение Золотая Гора), золото-кварцевые, золото-кварцево-сульфидные и другие [Сазонов и др., 2001].

Территория долины реки Миасс характеризуется хорошей геологической и минералогической изученностью: так, например, по включениям элементов платиновой группы (ЭПГ) и сульфидов цветных металлов в самородном золоте установлены вероятные коренные источники золота в россыпях и их генетические типы [Зайков и др., 2017]. Детальные минералогические исследования шлиховых ассоциаций россыпи Комья-Курай [Попова и др., 2016] и пяти других россыпных объектов [Козин и др., 2020] позволили выявить общие черты и отличительные особенности минерального состава шлихов различных россыпей и предположить ключевую роль ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации и связанных с ними коренных месторождений золота в формировании россыпей Миасской зоны. Тем не менее, основное внимание в этих исследованиях было направлено на изучение минералов платиновой группы (МПГ) и шлиховых ассоциаций, в меньшей степени затрагивая вопросы особенностей самородного золота россыпей.

Изучение типоморфных особенностей и химического состава самородного золота позволяет оценить условия формирования золотого оруденения и выявить возможные генетические типы коренных источников, участвовавших в формировании россыпей. Цель работы – изучение особенностей строения и химического состава золота из россыпей Миасской зоны с определением возможных генетических типов коренных источников и особенностей условий транспортировки самородного золота водными потоками.

Материалом для исследования послужило самородное золото из шлиховых концентратов, отобранных в ходе полевых работ летом 2019 г. из россыпей Миасской россыпной зоны (россыпи рек Атлян, Черная, Каменка, Березовая, а также Архангельского и Семениковского логов). Морфология самородного золота изучена с помощью сканирующей электронной микроскопии, составы получены методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном микроскопе с волновыми дисперсионными спектрометрами (Cameca SX100, ЦКП УрО РАН «Геоаналитик»).

Золотоносные россыпи долины реки Миасс представляют собой аллювиальные и аллювиально-делювиальные (ложковые) отложения, сформированные как крупными потоками, такими как р. Атлян, так и мелкими водотоками [Шуб и др., 1993]. Отложения представлены несцементированными галечниками, глинами, супесями с галькой, валунниками. В нижней части разреза плотик представлен корами выветривания. Общая мощность разреза россыпей варьирует от 1.7 до 6 м. Золотоносные интервалы локализованы в приплотиковых частях разреза.

В ходе исследования изучены морфологические особенности более 50 зерен золота. Их размеры составляют 0.1–2.5 мм, при этом преобладающим является класс крупности –0.5+0.25 мм. Самородное золото из россыпей Архангельского лога, р. Березовая и россыпей в верховьях р. Атлян отличается слабой окатанностью и преобладанием трещинно-цементационных форм (рис. 1а). Для них характерен удлиненный и комковидный облик с многочисленными выклинивающимися отростками и угловатыми выступами. Очертания зерен угловатые, с многочисленными отпечатками граней минералов вмещающих пород, ступенчатыми поверхностями и штриховками. В россыпях р. Атлян также обнаружены два знака золота размером 150 и 200 мкм, обладающие фрагментарно сохранившимся собственным огранением (рис. 16). Поверхность трещинно-цементационного золота относительно ровная с небольшими дефектами, вызванными нахождением золота в россыпи.

Самородное золото, извлеченное из шлиховых концентратов россыпей рек Каменка и Черная, а также россыпей Семениковского лога (промышленные россыпи Атлянской группы), характеризуется высокой степенью окатанности. Для этих россыпей характерно золото субизометричной, слабоудлиненной и слабоуплощенной форм, претерпевшее значительные изменения в процессе транспортировки водотоками (рис. 1в–д). Поверхность золотин неровная, бугристо-кавернозная, с многочисленными царапинами и следами перековки, также отмечаются фрагменты с пористой структурой поверхности. По наиболее хорошо сохранившимся зернам можно предположить, что золото данных россыпей также относится к трещинно-цементационному морфологическому типу.

Подавляющее большинство изученных зерен лишено включений и срастаний с другими минералами, лишь в двух зернах из россыпей в верховьях р. Атлян обнаружены угловатые зерна теллуровисмутида субизометричной формы размером 15–20 мкм (рис. 1е).

Для самородного золота всех изученных россыпей характерно низкое содержание Си: лишь несколько зерен содержит 1–2 мас. % Си. Практически полное отсутствие Си в само-



Рис. 1. Морфологические особенности самородного золота из россыпей Миасской россыпной зоны: а) Архангельский лог; б, е) р. Атлян; в) р. Каменка; г) Семениковский лог; д) р. Черная. ВiTe – включение теллуровисмутида.



Рис. 2. Самородное золото из россыпей Миасской россыпной зоны: а, б) внутреннее строение самородного золота, р. Черная; в) состав самородного золота: 1 – р. Березовая; 2 – р. Каменка; 3 – р. Черная; 4 – р. Атлян; 5 – Мурашкина гора; 6 – Архангельский лог; 7 – Семениковский лог.

родном золоте обуславливает Au-Ag тренд на треугольной диаграмме составов (рис. 2в). Вариации содержания Ag в самородном золоте россыпей значительно более широкие. Электрум и самородное золото с высоким содержанием Ag (15–32 мас. %) преобладают в россыпях Архангельского лога, связанных с золото-кварцевыми жилами в лиственитизированных ультрабазитах коренного месторождения Мурашкина гора. Близкими содержаниями Ag (11– 20 мас. %) отличается самородное золото из непромышленных россыпей в верховьях р. Атлян, в центральных частях зерен переходящее в электрум. Самородное золото россыпей р. Березовая содержит 7–16 мас. % Ag. Для золота россыпей Семениковского лога (промышленные россыпи Атлянской группы) характерно содержание Ag 0.8–1.8 мас. % с закономерным возрастанием содержаний от краевых зон к центру зерна (рис. 2а, б). Золото россыпей рек Каменка и Черная отличается большим разбросом содержания Ag. Содержание Hg в самородном золоте большинства россыпей не превышает 1 мас. %. В то же время, самородное золото из россыпей рек Каменка и Черная может содержать 5 мас. % Hg. В зернах золота обнаружена тонкая (до 10 мкм) кайма с повышенной пробностью, содержание золота в которой достигает 100 мас. %.

Исследование морфологических особенностей самородного золота позволило выявить значительные различия степени окатанности и сохранности золотин из различных россыпей. Так, самородное золото из россыпей рек Атлян, Березовая и Архангельского лога практически не окатано и сохраняет морфологические признаки, характерные для рудного золота, что свидетельствует о близости расположения коренного источника. В россыпях рек Каменка и Черная, а также россыпях Семениковского лога золото сильноокатанное и практически не сохраняет первоначальных форм, из чего можно сделать вывод о более дальнем переносе золота от коренного источника и его продолжительном нахождении в россыпи. Различия в рельефе поверхностей зерен, такие как микропористость, ямки и царапины на поверхности окатанных зерен, служат подтверждением этих выводов.

Самородное золото из различных россыпей отличается по химическому составу: в широких пределах изменяется содержание Ag, также выявлены различия содержания Hg. Составы золота из россыпей Архангельского лога, связанных с кварцевыми жилами в лиственитизированных гипербазитами месторождения Мурашкина гора, соответствуют результатам ранее проведенных исследований золоторудных жил Мурашкиной горы [Артемьев и др., 2013]. Составы золота, характеризующиеся высоким содержанием Ag, и электрума из россыпей р. Атлян близки таковым для золота из россыпи Комья-Курай, также относящейся к Атлянской группе россыпей, где центральные части зерен золота наиболее обогащены Ag, при этом в центральных областях некоторых зерен золото переходит в электрум [Попова и др., 2016]. В зернах золота из всех россыпей выделяется краевая кайма повышенной пробности. Эти особенности строения, а именно выноса примесей из приповерхностных частей зерен, являются результатом изменения золота в зоне гипергенеза [Петровская, 1973].

Самородное золото изученных россыпей Миасской россыпной зоны отличается по химическому и гранулометрическому составам, форме и степени окатанности. Закономерное изменение морфологических особенностей зерен самородного золота позволяет сделать вывод о прямой связи преобладающего объема россыпного золота с коренными источниками, расположенными в верховьях водотоков, и о подчиненной роли промежуточных коллекторов при формировании россыпных объектов в ложковых, аллювиально-делювиальных и аллювиальных россыпях Миасской долины.

Литература

Артемьев Д.А., Блинов И.А., Анкушев М.Н. Самородное золото месторождения лиственитового типа Мурашкина Гора (Южный Урал) // Мат. III Междунар. научно-практ. конф. мол. учен. и спец. памяти акад. А.П. Карпинского. СПб: ВСЕГЕИ, 2013. С. 183–187.

Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. Микровключения рудных минералов в золоте Миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674.

Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С. Особенности минерального состава шлихов из россыпей золота, связанных с массивом альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // Металлогения древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2020. С. 140–143.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 622 с.

Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 347 с.

Попова В.И., Никандрова Н.К., Сарафанов Л.В., Попов В.А. Россыпь золота Комья-Курай Атлянской группы в Миасской долине и перспективы дополнительной отработки россыпей золота на Южном Урале // Минералогия. 2016. № 3. С. 71–78.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Шуб В.С., Баранников А.Г., Шуб И.З., Якушев В.М. Золото Урала. Россыпные месторождения (к 250-летию золотой промышленности Урала). Екатеринбург: УИФ Наука, 1993. 133 с.

В.В. Михайлов, С.Ю. Степанов, Р.С. Паламарчук, Н.С. Чебыкин Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург mvvsevolodovich@yandex.ru

Золото-серебряное оруденение в гранодиоритах Тургоякского массива, Южный Урал

(научный руководитель – член-корр. РАН В.Н. Пучков)

Золотые россыпи долины р. Миасс на Южном Урале разрабатываются уже на протяжении 200 лет [Дементьев, Зазуляк, 1997]. Несмотря на высокую продуктивность россыпей Южного

Урала (за всю историю отработки на которых было добыто около 125 т золота [Дементьев, Зазуляк, 1997]), вопрос о коренных источниках благородных металлов остается открытым. Изучение микровключений рудных минералов в россыпном золоте позволило установить связь россыпей Миасской зоны с определенными рудными месторождениями разных формационных типов: золотородингитовым, колчеданным, золотосульфидным, золотоарсенопириткварцевым [Зайков и др., 2017]. В гранодиоритах Тургоякского массива вблизи г. Миасс по данным геологического картирования установлено два рудопроявления, относящиеся к золото-сульфидно-кварцевой формации – Тютевское и Флюоритовая жила [Государственная..., 2010], однако околожильные метасоматические образования, а также рудные минералы из кварцевых жил изучены недостаточно.

Целью работы является изучение коренной золотоносности гидротермально-метасоматических образований, развитых по гранодиоритам Тургоякского массива. Материал для исследования отобран при изучении шести старых выработок, пройденных по кварцевым жилам в гранодиоритах. Отобраны образцы вмещающих гранодиоритов с различной степенью метасоматического преобразования, кварцевых жил с сульфидной минерализацией, а также обрамляющие их околорудные метасоматиты. Химический состав проб был проанализирован на 62 элемента с применением масспектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) в центральной аналитической лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (ELAN-6100 DRC, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Содержания Аu и ЭПГ во вмещающих породах, околорудных метасоматитах и кварцевых жилах определены пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»). Химический состав породообразующих минералов проанализирован на СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС (аналитик Н.С. Чебыкин) и заверен на электроннозондовом микроанализаторе Сатеbax SX100 (аналитик И.А. Готтман) в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Тургоякский массив находится в северо-восточной части Башкирского мегантиклинория на границе с Главным Уральским разломом. Массив относится к тургоякско-сыростанскому комплексу монцодиорит-гранитной формации и сложен преимущественно гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами I фазы и гранитами II фазы внедрения [Ферштатер, 2013]. Породы массива выходят на дневную поверхность по берегам оз. Тургояк. В плане он имеет округлую форму, в разрезе представляет собой шток диаметром 8 км с вертикальной мощностью около 7-10 км [Государственная..., 2010]. Вмещающими породами для золото-серебряного оруденения являются амфибол-биотитовые гранодиориты I фазы внедрения. Они представляют собой порфировидные породы, преимущественно состоящие из плагиоклаза (до 58 %, ядро – олигоклаз An 20–25, оторочка – олигоклаз An 12–15), кварца (20 %), калиевого полевого шпата (ортоклаза) (12 %), а также зелено-коричневого биотита (7 %) и роговой обманки (3 %); среди акцессорных минералов диагностированы циркон, монацит, фтор-апатит, титанит, магнетит. В слабоизмененных гранодиоритах появляется новообразованный мусковит, равномерно замещающий полевые шпаты, по темноцветным биотиту и роговой обманке образуются хлорит и карбонаты. При увеличении степени метасоматической переработки первичный олигоклаз замещается новообразованным альбитом и серицитом, темноцветные минералы замещаются хлоритом и карбонатами, реже новообразованным биотитом. В максимально преобразованных участках породы появляются прожилки, сложенные кварцальбитовым, кварц-ортоклазовым или мономинеральным кварцевым агрегатами.

Из рудных минералов формирование этих метасоматитов сопровождается образованием идиоморфных кубических зерен пирита. Кварцевые жилы часто отделены от кварцполевошпатовых метасоматитов тонкими прожилками, сложенными лепидогранобластовыми кварц-серицитовыми породами. Крупные зерна новообразованного полевого шпата часто окружены мелкозернистым кварцевым агрегатом. Сульфиды в кварцевых жилах распростра-



Рис. 1. Диаграммы зависимости петрогенных элементов от содержания SiO₂ для гранодиоритов Тургоякского массива:

1 – гранодиориты I фазы [Отчет..., 1982ф]; 2 – промежуточные разновидности метасоматически измененных гранодиоритов; 3 – околожильные метасоматиты.

нены неравномерно, встречаются как мономинеральные кварцевые участки, так и участки с массивным мелко-, среднезернистым пиритом или галенитом. Среди основных рудных минералов в кварцевых жилах диагностированы галенит, пирит, халькопирит, реже встречается самородный висмут. По периферии зерен галенита и по трещинам в нем развиваются англезит и церуссит. В виде субмикронных зерен в трещинах в галените диагностирован барит.

Для пород, вмещающих золоторудную минерализацию, отмечается ярко выраженное деление по содержанию SiO₂. Так, наиболее обогащены SiO₂ (более 70 мас. %) околожильные метасоматиты. Для вмещающих гранодиоритов содержание SiO₂ составляет 62–68 мас. % (рис. 1). Метасоматические процессы практически не оказывают влияние на распределение Na₂O, Al₂O₃ и MnO. В ряду гранодиорит – серицитизированный гранодиорит – кварц-альбитполевошпатовый метасоматит отмечено незначительное снижение содержаний этих оксидов. Метасоматическое преобразование гранодиоритов приводит к выносу MgO и CaO, в то же время происходит накопление K₂O (рис. 1). MgO и CaO выносятся вследствие замещения биотита и роговой обманки, при этом основной объем Са выносится при альбитизации и серицитизации плагиоклазов. Накопление К происходит за счет замещения олигоклаза и слюд калиевым полевым шпатом и мусковитом.

По данным анализа распределения элементов-примесей в исходных породах и метасоматитах установлено, что характерной особенностью процесса преобразования является уменьшение количества крупноионных литофильных элементов таких, как Ва и Sr, с возрастанием степени метасоматического изменения пород (табл.). Увеличение содержания Rb может быть связано с общей щелочной направленностью метасоматоза. Для околожильных кварц-серицитовых метасоматитов отмечены высокие концентрации Rb относительно кварцальбит-полевошпатовых, что связано с изоморфным вхождением элемента в состав слюд. Среди рудных элементов установлено увеличение концентраций Pb в околорудных метасоматитах относительно гранодиоритового субстрата. Содержания платиноидов, Ag и Au во вмещающих породах и околорудных метасоматитах находятся на уровне близком к кларковым значениям. В кварцевых жилах содержания Ag и Au возрастают на несколько порядков. Содержание Au в кварцевых жилах с сульфидной минерализацией достигает 30 г/т. По

Таблица

Содержания редких и рудных элементов в породах Тургоякского массива, г/т

	Ba	Rb	Sr	Pb	Cu	Zn	Ag	Pd	Ir	Pt	Au
**	1306	60.31	1133	12.23	10.35	88.86	-	-	-	_	-
TP3-20	1230	78	1030	16.10	31.10	56.30	0.03	0.021	0.003	0.014	0.02
TP3-9	612	103	447	18.40	24.10	59.50	0.036	0.012	0.003	0.008	0.01
TP3-34	312	37.1	386	12.70	10.00	19.30	0.043	0.011	< 0.002	0.004	0.02
TP3-30	475	121	310	35.90	8.59	26.00	0.096	0.007	< 0.002	0.003	0.02
TP3-44	-	_	_	-	_	_	-	< 0.002	< 0.002	< 0.002	31.20
TP3-40	-	_	_	_	_	—	_	< 0.002	< 0.002	< 0.002	22.00

Примечание. ** – состав гранодиорита Тургоякско-Сыростанского комплекса по [Ферштатер, 2013]; прочерк – содержание элемента не определялось; <0.002 – содержание элемента ниже предела обнаружения; ТРЗ-20 – биотит-роговообманковый гранодиорит; ТРЗ-9 – серицитизированный гранодиорит; ТРЗ-34 – кварц-альбит-полевошпатовый метасоматит; ТРЗ-30 – кварц-серицитовый метасоматит; ТРЗ-44. ТРЗ-40 – кварцевые жилы с сульфидной минерализацией.

литературным данным в кварцевых жилах Тютевского рудопроявления [Государственная..., 2010] содержание Ag достигает 4 кг/т, в среднем, составляя 800 г/т, содержание Au выдержано – около 6 г/т.

При изучении аншлифов и полированных шлифов, изготовленных из штуфных проб кварцевых жил, обогащенных сульфидными минералами, установлено, что Au и Ag сконцентрированы в виде собственных минералов. В золоторудной ассоциации установлено пять минеральных видов: самородное золото Au_{0.91}Ag_{0.09}, электрум Au_{0.62}Ag_{0.38}, сильванит Au_{1.77}Ag_{0.24}Te_{3.98}, гессит Ag_{1.54}Au_{0.47}Te_{0.97} и ютенбогаардтит Ag_{3.17}Au_{0.89}S₂.

Преобладающая часть минералов золота встречена в трещинах и в интерстициальном пространстве между зернами кварца (рис. 2а, б). Самородное золото часто встречается в срастании с гесситом, для минерала характерна примесь Ag до 8.94 мас. %, редко отмечается примесь Hg, не превышающая 0.1 мас. %. Размер наиболее крупных зерен самородного золота не превышает 250 мкм. Электрум также занимает интерстициальное пространство или приурочен к трещинам в кварце. Строение зерен электрума неоднородное, содержание Ag варьирует от 15.23 до 34.11 мас. %. В срастании с электрумом встречено единственное зерно редкого Au-Ag сульфида – ютенбогаардтита (рис. 2б). Реже минералы золоторудной ассоциации встречаются в сульфидах (рис. 2в, г). Субмикронные включения самородного золота встречены в псевдоморфозах лимонита по пириту (рис. 2в). Мелкие зерна теллуридов Au и Ag часто приурочены к англезит-церусситовой оболочке зерен галенита.

Составы золота из кварцевых жил Тургоякского массива на треугольной диаграмме в координатах Au-Ag-Cu близки к золоту кварц-сульфидных жил Березовского месторождения (рис. 2д). Аналогичные составы золота с пробностью 870–930 ‰ описаны для Среднемиасской россыпи, располагающейся в непосредственной близости к Тургоякскому массиву [Зайков и др., 2017].

Редкометалльная специализация субстрата [Ферштатер, 2013], а также высокие температуры образования Тургоякского массива (800–900 °С) [Сначев и др., 2020] способствовали распространению двух типов метасоматитов: высокотемпературные кварц-альбитполевошпатовые (рудопроявление Флюоритовая жила) [Сначев и др., 2020], концентрируют в себе редкометалльную минерализацию, тогда как более низкотемпературные кварцсерицитовые содержат мощные кварцевые жилы с высокими концентрациями Au и Ag. Таким образом, в гранодиоритах Тургоякского массива возможно нахождение золото-серебряных объектов, связанных с кварцевыми жилами в кварц-серицитовых метасоматитах, и редкоме-



Рис. 2. Золоторудная ассоциация кварцевых жил в Тургоякском массиве: а) самородное золото с гесситом в кварце; б) срастания минералов золота в кварце; в) субмикронное включение золота в псевдоморфозе лимонита по пириту; г) сильваит в галените; д) составы золота Тургоякского рудопроявления (1) и кварц-сульфидных жил Березовского месторождения (2) [Паламарчук и др., 2019].

Au – самородное золото, Elc – электрум, Ut – ютенбогаардтит, Syl – сильваит, Hes – гессит; Ga – галенит, Lim – лимонит, Q – кварц.

талльных объектов, сконцентрированных в высокотемпературных щелочных метасоматитах. Au-Ag минерализация кварцевых жил могла служить коренным источником золота для россыпей Миасской долины, а также небольшого Липовского россыпного месторождения золота, расположенного в долине руч. Бобровка.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, № гос. рег. АААА-А18-118052590032-6.

Литература

Отчет Восточно-Уральского геолого-съемочного отряда о результатах группового геологического доизучения масштаба 1:50000 Миасской площади в Чебаркульском и Уйском районах и на территории г. Миасс Челябинской области и Учалинском районе Башкирской АССР за 1977–1982 гг. / Под ред. В.В. Бабкина. Челябинск: ТФ «Чел. ТФГИ», 1982ф. Т. І. 111 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XII (Златоуст). Объяснительная записка. Под редакцией Ю.Р. Беккера. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 366 с.

Дементьев В.С., Зазуляк И.А. Миасский золото промышленный район в XVIII–XIX вв. // История Миасского золота. Краеведческий сборник № 1. Миасс: Геотур, 1997. С. 14–20.

Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. Микровключения рудных минералов в золоте миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674.

Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. Состав золота и характер его изменения в процессах образования россыпей Среднего и Северного Урала, связанных с различными источниками нескольких генетических типов // Новое в познании процессов рудообразования. IX Рос. молодеж. научнопракт. школа с междунар. участием. М.: ИГЕМ РАН, 2019. С. 293–296.

Сначев А.В., Сначев В.И., Романовская М.А. Геология, условия образования и рудоносность Тургоякского гранитного массива и углеродистых отложений западного его обрамления (Южный Урал) // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. 2020. № 1. С. 12–20.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

С.Ю. Степанов¹, Р.С. Паламарчук², В.В. Шиловских³, С.В. Петров³, А.В. Козлов² ¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург stepanov-1@yandex.ru ² – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург ³ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Типы хромит-платиновых агрегатов коренных месторождений в клинопироксенит-дунитовых массивах Урала и связанных с ними россыпях

Одной из уникальных особенностей россыпных месторождений платины, связанных с зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами Платиноносного пояса Урала, является широкое распространение в ложковых и делювиальных россыпях крупных самородков платины. Самый крупный самородок, обнаруженный в россыпи р. Большая Простокишенка, весил 7.86 кг, а один из самых крупных самородков, обнаруженных в россыпях, связанных с Нижнетагильским массивом, – 9.63 кг [Высоцкий, 1913]. В россыпях, связанных с эрозией пород массива Кондер, вес самого большого самородка платины составлял 3.5 кг [Сушкин, 1995]. Россыпные месторождения, связанные с массивами Инагли (Якутия) и Гальмоэнан (Корякия), характеризуются относительно небольшими самородками, хотя здесь обнаружено значительное количество самородков платины весом до 150 г [Округин, 2011]. Таким образом, распространение крупных самородков характерно для всех россыпей, связанных с разрушением зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урало-Аляскинского типа.

В коренных рудах максимальный вес скопления минералов платиновой группы (МПГ) достигал 427 г. Этот самородок платины обнаружен в ходе геологоразведочных работ на рудную платину на Нижнетагильском массиве [Заварицкий, 1928]. Крупные скопления МПГ выявлены в хромититах Вересовоборского массива в ходе проведения геологоразведочных работ [Трушин и др., 2017]. Столь существенная разница в весе самородков в коренном залегании и россыпях, скорее всего, связана с отсутствием систематической добычи коренных платиновых руд.

Сложность исследования крупных обособлений МПГ состоит в отсутствии возможности изготавливать из них минераграфические и другие специальные препараты для изучения структурно-вещественных особенностей, но особенности срастания этих минералов можно изучить и проанализировать в микромасштабе. Изученные нами препараты представляли собой полированные шлифы и аншлифы, изготовленные из хромит-платиновых агрегатов размером в несколько миллиметров из россыпей и коренных хромититов. Для изучения препаратов использованы СЭМ в сочетании с рентгеноспектральным микроанализом, а также дифракция обратно-рассеянных электронов с помощью СЭМ Hitachi S-3400N с детектором дифракции обратно-рассеянных электронов Охford NordLys Nano и ЭДС Oxford X-Max 20 (ресурсный центр «Геомодель» НП СПбГУ). В результате выявлены особенности химического состава минералов, слагающих хромит-платиновые агрегаты, а также охарактеризована их структура. Дополнительно изучены платиноносные хромититы из зональных клинопироксенит-дунитовых массивов с целью широкого охвата всех возможных пространственно-временных взаимоотношений МПГ и хромшпинелидов.

Всю совокупность взаимоотношений МПГ и хромшпинелидов можно подразделить на следующие группы: включения железо-платиновых интерметаллидов в кристаллах хромшпинелида, срастания МПГ с хромшпинелидами при подчиненном количестве железо-платиновых интерметаллидов, скопления МПГ при подчиненном количестве хромшпинелида (10–25 %), агрегаты железо-платиновых минералов с редкими включениями кристаллов хромшпинелида.



Рис. Примеры строения хромит-платиновых агрегатов из коренных минерализованных зон и россыпей Платиноносного пояса Урала.

Фото в отраженном свете (а) и в режиме отраженных электронов (в, д). Карты контраста полос (б, г) с использованием метода дифракции обратно-рассеянных электронов. Карта внутризеренных разориентировок (е). Места обора проб: а) хромититы Иовского массива, б) хромититы Нижнетагильского массива, в) ложковые россыпи Светлоборского массива, г) россыпь р. Простокишенка (Вересовоборский массив), д) россыпи, связанные с Сосновским массивом, е) элювиальные россыпи Светлоборского массива. Chr – хромшпинелид, Pt,Fe – изоферроплатина, Ksh – кашинит, Os,Ir – самородный осмий.

Включения МПГ в хромшпинелидах. В коренных минерализованных зонах дунитовых массивов включения МПГ в других минералах будут составлять не более 5 % от всего объема МПГ. В хромшпинелидах обнаружены включения Pt-Fe и Os-Ir интерметаллиды (рис. а). Иридистый осмий или самородный осмий обычно обнаруживаются в виде хорошо ограненных идиоморфных пластинчатых кристаллов. Pt-Fe интерметаллиды часто выполняют в хромшпинелидах полости в виде отрицательных кристаллов (рис. б). Средний размер зерен хромшпинелидов в рудах составляет 0.2 мм, а средний размер включений Pt-Fe интерметаллидов – 70–80 мкм. Обычно весь объем включения выполнен одним индивидом.

Срастания железо-платиновых минералов с хромшпинелидами распространены довольно широко. В виде таких срастаний сконцентрирован основной объем МПГ в хромититах и минерализованных зонах в дунитах зональных массивов Урала, составляя 70–85 % от общего объема МПГ. Срастания этого типа образуют основной объем шлиховой платины в россыпях. В количественном соотношении хромшпинелид обычно незначительно преобладает над МПГ в срастаниях (рис. в). В них индивиды изоферроплатины или железистой платины сопоставимы по размерам с хромшпинелидом (рис. г). Pt-Fe минералы и хромшпинелид срастаются, преимущественно, с образованием поверхностей совместного роста. Редко встречается железистая платина или изоферроплатина с проявлением собственного кристаллографического огранения.

Скопления МПГ при подчиненном количестве хромшпинелида. Такие агрегаты распространены ограниченно, но вследствие относительно крупного размера на них приходится 10–20 % от общего объема МПГ в минерализованных зонах и хромититах. В этом типе агрегатов железо-платиновые минералы преобладают над хромшпинелидом (рис. д), который равномерно распределен по всему объему хромит-платинового сростка в виде единичных кристаллов. Использование дифракции обратно-рассеянных электронов позволило определить, что изоферроплатина или железистая платина слагает изометричные зерна, по размеру сопоставимые с кристаллами хромшпинелида. Характер границ между зернами Pt-Fe минералов указывает на их срастание с образованием компромиссной поверхности совместного роста. Наблюдения в объеме границ между кристаллами хромшпинелида и МПГ в агрегатах из россыпей выявили индукционные поверхности между индивидами этих минералов. Относительно редко в Pt-Fe матрице содержатся кристаллы хромшпинелида, в которых наблюдаются включения изоферроплатины или железистой платины, представляющие собой отрицательные кристаллы, выполненные одним индивидом.

Железо-платиновые минералы с редкими включениями кристаллов хромшпинелида редки. Такие агрегаты в коренном залегании не описаны. В россыпях редко встречаются крупные скопления Pt-Fe минералов весом в несколько десятков граммов, содержащие не более 5 % включений хромшпинелида [Высоцкий, 1913]. Pt-Fe агрегат обычно обладает равномернозернистой структурой (рис. е). Отдельные индивиды изоферроплатины или железистой платины характеризуются изометричным обликом. Характер границ между отдельными зернами Pt-Fe минералов позволяет сделать предположение об их срастании с образованием поверхностей совместного роста.

Описанные четыре варианта сонахождения Pt-Fe минералов и хромшпинелидов характерны практически для всех хромит-платиновых рудных минерализованных зон в дунитах зональных массивов, а также в россыпях, связанных с их разрушением. При этом в результате определения плотности самородков из россыпей массива Инагли установлено, что количество включений хромшпинелида в них колеблется от 20 до 70 об. % [Округин, 2011]. Изучение минераграфических препаратов, изготовленных из хромит-платиновых сегрегаций из коренных руд и россыпей Нижнетагильского, Вересовоборского, Гальмоэнанского и Кондерского массивов, подтверждают эту закономерность.

Широкая вариация строения хромит-платиновых агрегатов от единичных включений Pt-Fe интерметаллидов в хромшпинелиде до практически мономинеральных агрегатов железо-платиновых минералов косвенно указывает на формирование хромшпинелида и МПГ в рамках единого процесса, что согласуется с ранее полученными результатами [Козлов и др., 2019]. Выявленные структурные особенности хромит-платиновых агрегатов позволяют сделать предположение о кристаллизации минералов в этих срастаниях из эвтектических жидкостей (расплавов). Аналогичное предположение сделано при изучении морфологических особенностей индивидов МПГ из россыпей Южного Урала [Зайков и др., 2017]. Особенности ассоциации изоферроплатины или железистой платины и хромшпинелидов в хромит-платиновых минералов в хромит-платиновых минералов в зонах клинопироксенит-дунитовых массивов Урала подтверждают генетическую модель формирования крупных агрегатов железо-платиновых минералов из не силикатных расплавов, предложенную А.В. Округиным [2011].

Проведенные исследования с использованием дифракции обратно рассеянных электронов позволили выявить структурные особенности хромит-платиновых агрегатов, которые по размерам соответствуют самородкам. Анализ характера взаимоотношений минералов платиновой группы, прежде всего Pt-Fe интерметаллидов, и хромшпинелидов позволил прийти к заключению об определяющей роли магматических процессов в формировании хромитплатиновых агрегатов. Этот вывод согласуется с результатами ранее проведенных исследований хромит-платинового оруденения и условий формирования ультраосновных пород в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах, находящихся в структурах как складчатых [Johan, 2002; Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2020], так и платформенных областей [Округин, 2004; Симонов и др., 2017]. Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда проект № 20-77-00073.

Литература

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Труды Геологического комитета. Нов. сер. № 62. СПб., 1913. 692 с.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.

Зайков В.В., Попов В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А., Котляров В.А. Состав и форма кристаллов платиноидов из россыпей Южного Урала // Минералогия. 2017. Т. 3. № 4. С. 51–56.

Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М. Онтогенические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала // Записки РМО. 2019. Т. 148. № 2. С. 115–130.

Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 63–75.

Округин А.В. Образование крупных самородков платины в хромитовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование. 2011. № 3. С. 16–20.

Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 70–93.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев А.А. Морфология, состав и онтогения минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 60–83.

Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер // Тихоокеанская геология. 1995. № 5. С. 97–102.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

Трушин С.И., Осецкий А.И., Черепанов А.В., Корнеев А.В. Поиски рудной платины на Урале с использованием скважин большого диаметра // Разведка и охрана недр. 2017. № 2. С. 40–42.

Johan Z. Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // The geology, geochemistry and mineral beneficiation of platinum-group elements (Cabri L.J. ed.). Special volume 54. Canadian Institute of Mining, Metallurgy, and Petroleum. 2002. P. 669–719.

Р.С. Паламарчук¹, С.Ю. Степанов¹, Д.А. Варламов²

¹– Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург palamarchuk22@yandex.ru ²– Институт экспериментальной минералогии, г. Черноголовка

Ассоциации минералов платиновой группы зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала

Уральский Платиноносный пояс включает в себя ряд зональных клинопироксенитдунитовых массивов, протянувшихся цепочкой вдоль Главного Уральского разлома [Иванов, 1997]. Они характеризуются присутствием платиноидной минерализации, чаще всего сопряженной с хромитовым оруденением. Масштабы развития коренного оруденения различны, однако абсолютно с каждым клинопироксенит-дунитовым массивом связаны платиновые россыпи, некоторые из которых не имеют аналогов в мире по объему извлеченных минералов платиновой группы (МПГ). Массивы относятся к двум комплексам – качканарскому и конжаковскому [Петров и др., 2006; Государственная..., 2010]. Породы качканарского комплекса слагают все массивы Среднего Урала – Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский, Каменушенский, особенности ассоциаций МПГ которых рассмотрены в работах [Толстых и др., 2011; Степанов и др., 2018; Stepanov et al., 2019], а также дунитовый массив Желтая Сопка на Северном Урале [Кузьмин и др., 2019].

Группа массивов Конжаковского тектонического блока (Сосновское, Юдинское и Иовское дунитовые тела) на Северном Урале сложена породами одноименного дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Коренная платиновая минерализация Иовского дунитового тела была описана нами ранее [Palamarchuk et al., 2017]. Для Сосновского клинопироксенитдунитового массива охарактеризована ассоциация МПГ россыпи р. Сосновска [Паламарчук и др., 2019], для которой Сосновский массив является коренным источником, а единичные анализы МПГ из Юдинского дунитового тела приводятся в работе [Garuti et al., 2002]. Несмотря на общирное и всестороннее изучение Уральского Платиноносного пояса, в данной работе впервые приводится сравнительная характеристика ассоциаций МПГ из клинопироксенитдунитовых массивов Северного Урала. Полученные результаты сопоставлены с особенностями ассоциаций МПГ клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

В массивах Северного Урала масштабы проявления хромит-платинового оруденения отличаются. Так, в Иовском дунитовом теле встречаются жилы массивных хромититов мощностью до 30 см и содержанием Pt, не превышающим 1.5 г/т (по некоторым данным до 34.5 г/т [Государственная..., 2010]), в то время как в массиве Желтая Сопка встречаются редкие обособления прожилково-вкрапленного хромитита с содержанием платиноидов до 12 г/т [Петров и др., 2006]. В Юдинском теле хромититы широко распространены. Содержание платиноидов в них достигало 58 г/т [Государственная..., 2010]. Сосновское дунитовое тело наиболее плохо обнажено, поэтому оценить истинные масштабы проявления хромит-платинового оруденения в его пределах пока не представляется возможным.

Для изучения МПГ отобраны пробы прожилково-вкрапленных и массивных хромититов из всех вышеперечисленных массивов Северного Урала. Эти пробы раздроблены и обогащены с применением гравитационных методов. Морфологические особенности, а также состав МПГ исследован с помощью методов растровой электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализатора CamScan MV2300 (ИЭМ РАН, г. Черноголовка) с ЭД спектрометром INCA Energy 450.

Для ассоциаций МПГ из всех клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала характерно преобладание изоферроплатины (Pt₃Fe) среди Pt-Fe интерметаллидов. В подчиненном количестве встречаются Pt-Fe интерметаллиды с составом железистой платины (Pt₂Fe). Во всех рассматриваемых ассоциациях отмечаются минералы с почти всеми возможными промежуточными составами между изоферроплатиной и железистой платиной (рис. 1а–в). В россыпи р. Сосновка впервые для Уральского Платиноносного пояса установлена самородная платина [Паламарчук и др., 2019].

Значительное количество зерен первичных Pt-Fe интерметаллидов замещены минералами вторичной ассоциации ряда тетраферроплатина – туламинит – ферроникельплатина. В ассоциациях МПГ вторичной ассоциации массива Желтая Сопка, а также Юдинского и Иовского дунитовых тел наиболее распространены туламинит и минерал с промежуточным составом между тетраферроплатиной и ферроникельплатиной (рис. 1г, е). Редко встречаются единичные анализы тетраферроплатины (для Иовского дунитового тела). Минералы из россыпи р. Сосновка отличаются от ассоциаций других массивов Северного Урала незначительными примесями Ni в ряду тетраферроплатина – туламинит.



Рис. 1. Составы Pt-Fe интерметаллидов (а–в) и минералов ряда тетраферроплатина-туламинитферроникельплатина (г–е) из клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала.

1 – хромититы массива Желтая Сопка; 2 – ассоциация россыпи р. Сосновка, Сосновский массив;
3 – хромититы Иовского дунитого тела; 4 – хромититы Юдинского дунитового тела (данные авторов и [Garuti et al., 2002]).

В качестве включений в Pt-Fe минералах часто встречаются Os-Ir-(Ru) интерметаллиды. Обычно это редкие пинакоидальные пластинки осмия и изометричные обособления иридия, однако в зернах платиноидов из россыпи р. Сосновка Os-Ir-(Ru) минералы широко распространены. Здесь обнаружены агрегаты, в которых иридий составляет до 50 % от объема зерна, а также один самостоятельный агрегат самородного иридия размером 0.8 мм с мелкой вкрапленностью железистой платины [Паламарчук и др., 2019]. Ассоциация МПГ массива Желтая Сопка отличается находками минералов состава Ir-Fe-Ni (чендеит Ir₃Fe и другие минералы), обнаруженных впервые в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Уральского Платиноносного пояса.

Кроме Os-Ir-(Ru) интерметаллидов в качестве включений встречаются сульфиды ЭПГ ряда лаурит-эрликманит, реже кашинит-бауит, образующие зональные зерна, часто обладающие идиоморфными очертаниями. Составы этих минералов меняются в широких диапазонах.

В каймах вторичных Pt-Fe интерметаллидов иногда встречаются минералы поздней наложенной ассоциации, такие как ирарсит, феродсит, Cu₃Pt, RhSb, а также меркуриды ЭПГ разнообразного состава и оксидные соединения ЭПГ с преобладанием иридия. Перечисленные минералы характерны для ассоциации массива Желтая Сопка, в то время как в ассоциациях других массивов они почти не встречаются (за исключением гексаферрума, обнаруженного в зернах МПГ из россыпи р. Сосновка).



Рис. 2. Составы Os-Ir-Ru сплавов из хромититов массива Желтая Сопка (1), россыпи р. Сосновка, Сосновское дунитовое тело (2), хромититов Иовского (3) и Юдинского (4) дунитовых тел.

Результаты сравнительного анализа позволяют сделать вывод, что по ассоциации первичных МПГ между собой близки хромититы массива Желтая Сопка, а также хромититы Юдинского и Иовского дунитовых тел. Значительное количество минералов с составом промежуточным между изоферроплатиной и железистой платиной делает эти ассоциации похожими на ранее описанную ассоциацию россыпи р. Вересовка Вересовоборского массива [Степанов и др., 2018]. Ассоциация МПГ Сосновского дунитового тела хоть и схожа количественным взаимоотношением Pt-Fe интерметаллидов с ассоциациями МПГ из других массивов Северного Урала, но отличается большим количеством включений Os-Ir-(Ru) интерметаллидов и находками самостоятельных зерен иридия, что сближает ассоциацию МПГ Сосновского массива со Светлоборским массивом.

Наиболее близкими ассоциациями вторичных Pt-Fe интерметаллидов характеризуются Юдинское, Иовское дунитовые тела и массив Желтая Сопка. Относительно широкое распространение вторичных Ni-содержащих минералов сближает ассоциации МПГ этих объектов с Нижнетагильским массивом. Соединения с Hg, Sb и As, обнаруженные в ассоциации массива Желтая Сопка, не характерные для ассоциации МПГ из мафит-ультрамафитовых массивов, распространены только в рудах Вересовоборского массива [Степанов и др., 2018].

Несмотря на выделение двух различных комплексов (качканарского и конжаковского) для клинопироксенит-дунитовых массивов Уральского Платиноносного пояса, их минеральные ассоциации МПГ обладают рядом ключевых черт сходства, таких как преобладание Pt-Fe интерметаллидов, подчиненное значение Os-Ir-(Ru) интерметаллидов, встречающихся, в основном, в качестве включений. При этом почти для каждого отдельного массива ЭПГ и других более сложных соединений. При этом почти для каждого отдельного массива отмечаются индивидуальные особенности МПГ как первичной (количественное взаимоотношение Pt-Fe интерметаллидов, количество Os-Ir-Ru включений, присутствие самородного иридия, количество сульфидов ЭПГ и др.), так и вторичной (количественное взаимоотношение, примеси Ni и др.) ассоциаций. Несмотря на последние отличия, разделение клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного Пояса Урала на два различных разновременных комплекса с точки зрения состава ассоциаций МПГ неоправданно и является результатом различных взглядов авторов государственных геологических карт на генезис клинопироксенит-дунитовых массивов, а не отличие массивов Конжаковского тектонического блока от общей структуры Уральского Платиноносного пояса.

Отличия в первичной ассоциации МПГ могут быть объяснены разным уровнем эрозионного среза массивов. На примере Светлоборского массива и связанных с ним россыпей показано, что вертикальная зональность в коренном платиновом оруденении играет второстепенную роль с точки зрения изменения составов ассоциации МПГ [Stepanov et al., 2019], а отличия в особенностях первичных ассоциаций МПГ, скорее всего, связаны с первоначальными особенностями субстрата, из которого сформировались клинопироксенит-дунитовые массивы. Отличие ассоциаций вторичных МПГ, скорее всего, связано с наложенными процессами, такими как региональный метаморфизм и внедрение в непосредственной близости от клинопироксенит-дунитовых массивов более поздних интрузивов. Последнее требует отдельных самостоятельных исследований.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда, проект № 20-77-00073.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым). Объяснительная записка. Под ред. В.В. Шалагинова. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 213 с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Уральский университет, 1997. 488 с.

Кузьмин И.А., Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Калугин В.М. Платиновая минерализация в дунитах массива Желтая сопка, Северный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО Форт-Диалог-Исеть, 2019. С. 225–228.

Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Степанов С.Ю. Минералы платиновой группы из россыпи р. Сосновка, Сосновский клинопироксенит-дунитовый массив, Северный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО Форт-Диалог-Исеть, 2019. С. 217–220.

Петров Г.А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И. и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации. Изд. 2. Лист Р-40-XXXVI (Североуральск). 2006.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Козлов А.В., Ханин Д.А., Антонов А.В. Минералы платиновой группы из делювиальной россыпи реки Вересовка, Вересовоборский клинопироксенит-д унитовый массив (Средний Урал) // Записки РМО. 2018. Т. 147. № 5. С. 40–60.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 775–793.

Garuti G., Pushkarev E., Zaccarini F. Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Uralian–Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, Northern and Central Urals, Russia // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 357–376.

Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Khanin D.A., Antonov A.V. PGE Mineralization of massive chromitites of the Iov dunite body (Northern Urals) // Moscow University Geology Bulletin. 2017. Vol. 72. № 6. P. 68–76.

Stepanov S.Y., Palamarchuk R.S., Antonova A.V., Kozlov A.V., Varlamov D.A., Khanin D.A., Zolotarev Jr. A.A. Morphology, composition, and ontogenesis of platinum-group minerals in chromitites of zoned clinopyroxenitedunite massifs of the Middle Urals // Russian Geology and Geophysics. 2019. Vol. 61. № 1. P. 47–67.

А.Ш. Хусаинова^{1, 2}, С.Б. Бортникова², Ю.А. Калинин¹, Е.Д. Греку¹ ¹-Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, khusainova@igm.nsc.ru ²-Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

Золото и серебро в техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж)

Цель работы заключается в изучении типоморфных характеристик самородного золота и его распределения в разрезе техногенно-минеральных образований (ТМО) хвостохранилища Талмовские Пески, г. Салаир (Кемеровская обл.). Техногенные отложения состоят из пере-

работанных Au-Ag-содержащих барит-полиметаллических руд месторождений Салаирского рудного поля, которые отрабатывались методами гравитации, цианирования и флотации. В начале эксплуатации месторождений (30-е гг. 20 в.) разрабатывались верхние, наиболее богатые части рудных тел из зоны окисления, а позже собственно полиметаллические руды.

Месторождения Салаирского рудного поля расположены в известняках гавриловской свиты нижнекембрийского возраста и сложены порфирами риолит-дацитового состава, туфами, туффитами, андезитовыми порфиритами, дацитовыми порфирами. Рудные тела приурочены к нижнекембрийским субвулканическим кварц-плагиоклазовым порфирам печеркинской свиты. Геологическое строение поля и минералогия рудных тел детально изучены и описаны [Лабазин, 1940; Зеркалов, 1962; Лапухов, 1975; Дистанов, 1977]. Рудные тела относятся к гидротермально-метасоматическим образованиям сливных и прожилково-вкрапленных руд. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами (теннантит). К редким минералам рудных тел, обнаруженных в кварц-карбонатных штокверках, пересекающих барит-полиметаллические тела, относятся сульфосоли (пирсеит, полибазит), теллуриды Ag, Au и Pb (гессит, петцит, эмпрессит, алтаит), самородное золото и серебро [Бортникова, 1989]. Жильные минералы – кварц, барит, кальцит, серицит и хлорит.

Для месторождений Салаирского рудного поля установлено два типа золотоносности. Первый – в собственно полиметаллических рудах, где самородное золото размером 0.01–0.05 мм встречается в виде кристаллических, реже неправильных форм. Самородное золото содержит до 40.5 мас. % Ад и до 0.16 мас. % Си, его пробность составляет 595–822 ‰. Второй тип – золотые руды в кварц-карбонатных штокверках. Здесь встречается самородное золото разных морфологических форм от тонкодисперсного до весьма крупного (0.001–5 мм). По химическому составу самородное золото средне- и высокопробное (875–949 ‰) с примесями Ад (до 12.5 мас. %), Си (до 0.21 мас. %) и Нд (до 0.54 мас. %) [Бортникова, 1989].

В настоящее время хвостохранилище Талмовские Пески представляет собой узкую (до 30 м) ленту «песков» протяженностью около 8 км, в непосредственной близости от которых протекает р. Малая Талмовая. Мощность техногенных отложений не превышает 3 м.

Хвостохранилище было вскрыто двумя шурфами, выкопанными на всю глубину до подстилающих почв. По стенкам шурфов описана зональность и опробованы все визуально отличающие слои. Микроэлементный состав в твердом веществе и водных вытяжках определен методом ИСП МС на приборе Agilent 8800 (Agilent Technologies, США) (Томск). Типоморфные характеристики самородного золота изучены для зерен, извлеченных из пробы весом 15 кг, промытой с помощью лотка в лабораторных условиях. Микроскульптуры поверхностей самородного золота определены с помощью СЭМ JSM-6510LV (Jeol Ltd) с системой микроанализа AZTEC Energy XMax-80 (Oxford Instruments Nanoanalysis) и системой регистрации катодолюминесценции Chroma CL2UV (Gatan Ltd) (Tescan, Чехия) в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ) (аналитик М.В. Хлестов) в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Распределение содержаний Au и Ag по разрезам шурфов представлено на рисунке 1. Из графиков видно, что в разрезе хвостохранилища на глубине 60–80 см выделяется железистый горизонт с повышенным содержанием Au и Ag: 5.32 и 53.7 г/т, соответственно. Для данного горизонта также характерны максимальные значения концентрации Au и Ag в водных вытяжках: 0.0068 и 7.5 мкг/л, соответственно. Количество Au и Ag в растворенной форме определяется процессами растворения/переотложения золото- и серебросодержащих минералов и агрессивностью поровых растворов.

Выделенное из пробы самородное золото представлено тонкими и мелкими классами (менее 0.1 мм) красноватого (вишневого) и ярко-желтого, золотистого цвета. По морфоло-



Рис. 1. Распределение Аи и Ад в твердом веществе и поровых растворах шурфов 1 (а) и 4 (б).

гии выделяются уплощенные и массивные золотины изометричных и удлиненных форм, изометричные кристаллы и их сростки (рис. 2). Края частиц неровные, рваные, загнутые; для частиц кристаллического облика – вершины граней притуплены. Также в пробе обнаружены уплощенные пластинчатые частицы самородного серебра (рис. 2е), напоминающие плоские дендриты, состоящие из множества мелких микронных частиц.

Поверхность зерен самородного золота сильно преобразована. Наблюдаются как скульптуры роста, так и растворения. Первые представлены в виде нано- и микронаростов вытянутых (червеобразных), изометричных форм, часто в виде «нашлепков» на поверхности зерен золота. Скульптуры растворения встречаются в виде «желобков» и ямок на поверхности частиц. Также на зернах золота наблюдаются отпечатки вмещающих минералов и борозды скольжения.

В углублениях и неровностях поверхностей частиц золота присутствуют сростки барита и кварца. Зерна золота частично или полностью покрыты пленками многокомпонентного состава, в которых преобладает Fe (до 25.3 мас. %), Pb (до 23.3 мас. %), S (до 11.7 мас. %), Zn (до 17.6 мас. %), O (до 46.0 мас. %), меньше Al (до 12.6 мас. %) и P (до 4.9 мас. %).

Внутреннее строение зерен золота однородное, без зональности. Зерна чаще представлены агрегатами из двух и более частиц. Среди включений отмечен кварц. По химическому составу преобладает самородное золото от весьма низкопробного (электрум) до высокопробного (450–950 ‰) с преобладанием золота низкой пробности (450–700 ‰).



Рис. 2. Морфология и внутреннее строение золота из ТМО Талмовские Пески: а) удлиненная частица уплощенного облика со сростками кварца (qz); б) частица «агрегатного» строения; в) микронаросты золота на поверхности зерна; г) изометричная частица кристаллического облика; д) уплощенная частица вытянутой формы с бороздами скольжения на поверхности и сростками барита (brt) и кварца (qz); е) уплощенная частица самородного серебра; ж–и) внутреннее строение зерен золота. BSE фото.

Таким образом, обнаруженное в ТМО хвостохранилищах Талмовские Пески самородное золото можно отнести к остаточному, а самородное серебро – к новообразованному. За более чем 80 лет существования хвостохранилища переработанные руды и самородное золото в них активно подвергались гипергенным преобразованиям, что способствовало формированию горизонта вторичного золотого обогащения в основании хвостохранилища. За этот срок самородное золото существенно укрупнилось, как за счет механического слипания частиц, так и химического осаждения новообразованного самородного золота. Присутствие скульптур растворения на его поверхности подтверждает роль поровых растворов в процессах растворения/переосаждения золота. Источниками Au и Ag в ТМО являются первичные сульфиды (пирит, халькопирит, галенит) и сульфосоли.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РНФ (грант № 19-17-00134).

Литература

Бортникова С.Б. Геолого-геохимические особенности золотого оруденения в полиметаллических полях северо-восточного Салаира. Дис. к.г.-м.н. Новосибирск, 1989. 206 с.
Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.

Зеркалов В.И. Минералогия и геология колчеданных медно-свинцово-цинковых месторождений северо-восточного Салаира. Автореф. дис. к.г.-м.н. Томск, 1962. 20 с.

Лабазин Г.С. Структурно-морфологические особенности полиметаллических месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения // Цветные металлы. 1940. № 3. С. 14–20.

Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.

А.Н. Юричев Томский государственный университет, г. Томск juratur@sibmail.com

Акцессорная благороднометалльная минерализация в ультрамафитах Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян)

Метаморфические ультрамафиты Куртушибинского офиолитового пояса распространены среди метаморфизованных венд-кембрийских осадочно-вулканогенных отложений в северо-восточной части Западного Саяна [Соболев, Добрецов, 1977]. Их массивы наблюдаются в виде многочисленных тектонических блоков и пластин, окруженных серпентинитовым меланжем, и имеют цепочечное расположение в ЮЗ-СВ направлении. Объектом настоящего исследования является слабоизученный Кызыр-Бурлюкский ультрамафитовый массив, расположенный в юго-западной оконечности Куртушибинского офиолитового пояса, который в отличие от других массивов пояса не содержит хромитового оруденения (рис. 1) [Кривенко и др., 2002; Юричев, Чернышов, 2019]. До настоящего времени ничего не было известно и об акцессорной благороднометалльной минерализации массива.

При изучении вещественного состава рудной акцессорной минерализации в аншлифах, изготовленных из образцов дунитов и их серпентинизированных разностей Кызыр-Бурлюкского массива, впервые диагностированы микроскопические включения минералов платиновой группы (МПГ). В работе приводится химическая типизация выявленных минералов и делается предположение о механизме их образования.

Кызыр-Бурлюкский массив расположен на западном склоне хребта Эргак-Таргак-Тайга, слагая водораздел рр. Пряха-Кызыр-Бурлюк, правых притоков р. Амыл. Он имеет удлиненную форму, ориентирован в северо-западном направлении с крутым погружением в северо-восточном направлении (рис. 1). Массив сложен дунитами свежего облика и редкими жильными телами ортопироксенитов. Дуниты прорываются многочисленными мелкими субизометричными интрузивными телами и дайками габброидов [Чернышов и др., 2020]. В экзоконтактовых зонах последних постоянно обнаруживаются породы верлит-клинопироксеновой ассоциации, очевидно, являющиеся реакционно-метасоматическими образованиями, возникшими в результате воздействия высокотемпературных основных расплавов на консолидированные дуниты. В эндоконтактовых частях массива и вдоль разломов отмечается интенсивная серпентинизация (антигоритизация).

Акцессорная благороднометалльная минерализация диагностирована только в дунитах и аподунитовых серпентинитах массива. МПГ отмечаются в виде единичных гипидиоморфных, неправильных микроскопических выделений (0.5–3.0 мкм), главным образом, внутри магнетита, значительно реже – в зернах аваруита. По химическому составу среди них уста-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кызыр-Бурлюкского массива (составлена С.В. Лодыгиным при проведении поисковых работ на хромиты в 2008–2011 гг.).

1 – осадочные отложения; 2 – сланцы по основным вулканитам; 3 – дуниты; 4 – верлиты; 5 – меланж; 6 – габбро: а) штоки, б) дайки; 7 – диориты; 8 – геологические границы.

Врезка – схема строения Куртушибинского офиолитового пояса Западного Саяна [Кривенко и др., 2002]: 1 – ультрамафитовые массивы: 1 – Эргакский, 2 – Калнинский, 3 – Кызыр-Бурлюкский; 2 – вулканогенно-осадочные толщи: метабазальты, плагиориолиты, сланцы кремнистые, углистые, глаукофановые; 3, 4 – каледонские складчатые системы: 3 – Западно-Саянская, 4 – Хемчикско-Систигхемская; 5 – среднепалеозойские впадины.

новлены самородная платина, потарит (PdHg), неназванная фаза состава (Pd,Ni)(Hg,S). Также выявлены минералы Ag – луанхеит (Ag₃Hg) и неназванная фаза состава (Cu,Ag,Hg).

Химичесий состав минералов проанализирован на СЭМ Tescan Mira 3 LMU с ЭДС UltimMax100 (Oxford Instruments) и Tescan Vega II LMU с ЭДС (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и ВДС INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ (г. Томск). Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ, текущем токе 15 нА и времени набора спектра 120 с. Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Pt, Pd, Au, Ag, Ni, Cu были применены чистые металлы, для S – пирит, для Hg – HgTe. Использованы аналитические линии: Lα для Pt, Pd, Au, Ag; Kα для S, Ni, Cu; Mα для Hg.

Самородная платина отмечается в виде мелких (2–3 мкм) зерен исключительно внутри выделений магнетита (рис. 2a). В ее химическом составе установлены примеси Cu и Ni (до 9 и 3 мас. %, соответственно) (табл.).



Рис. 2. Акцессорная благороднометалльная минерализация дунитов и аподунитовых серпентинитов Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива: а) самородная медно-никелистая платина в ксеноморфном зерне магнетита; б) включение потарита в зерне аваруита; в) включение потарита в магнетите; г) микровключение неназванной фазы состава (Pd,Ni)(Hg,S) в магнетите; д) включение луанхеита в магнетите; е) микровключение неназванной фазы состава (Cu,Ag,Hg) в зерне аваруита.

Рt – медно-никелистая платина, Ptr – потарит, Lnh – луанхеит, Mgt – магнетит, Avr – аваруит, Sil – вмещающая силикатная матрица. BSE-фото.

Таблица

Химический состав акцессорных МПГ из дунитов и серпенти	нитов
Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива, мас. 🦻	6

Образец	Pd	Pt	Ασ	Au	Ni	Cu	Ησ	S	Сумма	Формула
Соризоц	14	10	115	Мелно	-нике	истая	плати	ина (Р	t.Cu.Ni)	
7006-17-218	_	89.06	_	_	2.05	7.81	_	_	98.92	Pt Cu Ni
7006-17-219	_	88.85	_	_	2.94	8.38	_	_	100.17	$Pt_{a}Cu_{a}Ni_{a}$
7006-17-220	_	89.64	_	_	1.93	7.37	_	_	98.94	$Pt_{0.7}Cu_{0.01} = 0.08$
7006-17-221	_	92.23	_	_	1.86	5.62	_	_	99.71	$Pt_{a,a}Cu_{a,a}Ni_{a,a}$
7006-17-222	_	88.47	_	_	2.12	9.02	_	_	99.62	$Pt_{0,72}Cu_{0,72}Ni_{0,05}$
					I	Тотар	ит PdF	łg	1	1 0.72 0.22 0.06
7006-12-234	32.64	9.04	-	_	-	_	57.59	_	99.27	$(Pd_{1,07}Pt_{0,16})_{1,27}Hg_{1,00}$
7006-12-177	33.73	6.38	_	_	_	_	59.47	_	99.58	$(Pd_{107}Pt_{011})_{118}Hg_{100}$
7006-12-179	34.06	4.28	_	_	_	_	61.92	_	100.26	$(Pd_{104}Pt_{007})_{111}Hg_{100}$
7006-12-237	33.92	3.37	-	_	-	-	61.65	_	98.93	$(Pd_{104}Pt_{005})_{100}Hg_{100}$
7006-12-238	33.92	4.63	-	_	-	-	61.36	_	99.92	$(Pd_{104}Pt_{008})_{112}Hg_{100}$
7006-2-35	34.95	-	3.67	_	-	0.56	61.75	_	100.93	$(Pd_{106}Ag_{011}Cu_{003})_{120}Hg_{100}$
7006-2-36	34.44	-	3.42	_	-	0.53	62.35	_	100.74	$(Pd_{104}Ag_{010}Cu_{002})_{116}Hg_{100}$
7006-2-38	35.06	-	3.66	_	-	0.69	61.80	-	101.21	$(Pd_{107}Ag_{011}Cu_{003})_{121}Hg_{100}$
7006-7-106	34.70	-	-	2.32	-	_	62.22	-	99.24	$(Pd_{105}Au_{004})_{109}Hg_{100}$
7006-7-107	34.82	-	-	2.03	-	-	62.00	-	98.85	$(Pd_{106}Au_{003})_{109}Hg_{100}$
7006-7-108	34.36	-	-	2.09	-	_	62.43	-	98.88	$(Pd_{103}Au_{003})_{106}Hg_{100}$
7006-12-239	35.13	-	-	_	-	-	64.54	-	99.67	$Pd_{1,02}Hg_{0.98}$
7006-13-184	31.84	-	-	-	-	3.06	64.40	-	99.29	$(Pd_{0.93}Cu_{0.14})_{1.07}Hg_{0.93}$
7006-12-178	24.86	10.35	-	3.36	-	11.44	49.32	_	99.33	$Pd_{0.94}(Cu_{0.73}Pt_{0.22}Au_{0.07})_{1.02}Hg_{1.00}$
						(Pd,N	i)(Hg,S	5)		
7006-14-193	29.92	-	-	-	9.88	-	54.68	5.20	99.68	$(Pd_{0.65}Ni_{0.38})_{1.03}(Hg_{0.63}S_{0.37})_{1.00}$
7006-14-194	29.48	-	-	-	10.20	-	54.96	5.30	99.95	$(Pd_{0.63}Ni_{0.39})_{1.02}(Hg_{0.62}S_{0.37})_{0.99}$
7006-14-195	29.42	-	-	-	10.06	-	54.05	5.46	98.99	$(Pd_{0.63}Ni_{0.39})_{1.02}(Hg_{0.61}S_{0.39})_{1.00}$
7006-16-210	33.21	-	-	-	2.44	-	64.04	-	99.68	$(Pd_{0.97}Ni_{0.13})_{1.10}Hg_{0.90}$
7006-16-211	31.81	-	-	-	2.89	0.97	62.85	1.21	99.72	$(Pd_{0.85}Ni_{0.14}Cu_{0.04})_{1.03}(Hg_{0.89}S_{0.11})_{1.00}$
7006-16-212	33.02	-	-	_	2.30	_	64.44	-	99.76	$(Pd_{0.96}Ni_{0.12})_{1.08}Hg_{0.92}$
					Л	уанхе	ит Ag,	Hg		
7006-15-201	1.73	-	56.55	-	4.70	1.24	35.43	-	99.64	$Ag_{2.97}Ni_{0.45}Cu_{0.11}Pd_{0.09}Hg_{1.00}$
7006-15-202	1.66	-	57.27	-	4.38	1.59	35.15	-	100.06	$Ag_{3.02}Ni_{0.43}Cu_{0.14}Pd_{0.09}Hg_{1.00}$
7006-15-203	1.50	-	55.37	-	5.13	1.55	35.32	-	98.87	$Ag_{2.92}Ni_{0.49}Cu_{0.14}Pd_{0.08}Hg_{1.00}$
7006-15-204	1.74	-	56.21	-	5.01	1.91	35.25	-	100.12	$Ag_{2.97}Ni_{0.48}Cu_{0.17}Pd_{0.09}Hg_{1.00}$
7006-15-205	2.02	-	56.35	_	4.84	1.32	35.59	-	100.12	$Ag_{2.95}Ni_{0.46}Cu_{0.12}Pd_{0.11}Hg_{1.00}$
						(Cu,	Ag,Hg))		
7029-8-53	-	-	42.73	-	-	41.38	15.52	-	99.63	$Cu_{0.58}Ag_{0.35}Hg_{0.07}$
7029-8-54	0.72	-	39.70	-	-	44.48	14.40	-	99.3	$Cu_{0.61}Ag_{0.32}Hg_{0.06}Pd_{0.01}$
7029-8-55	0.87	-	37.67	-	-	47.70	14.04	—	100.29	$Cu_{0.64}Ag_{0.29}Hg_{0.06}Pd_{0.01}$

Примечание. Формулы потарита, луанхеита и фазы состава (Pd,Ni)(Hg,S) рассчитаны на один анион, платины и фазы состава (Cu,Ag,Hg) – на сумму катионов, равную 1.

Потарит наиболее распространен среди МПГ массива. Он обнаружен в виде гипидиоморфных зерен размером до 1.5 мкм как в магнетите, так и аваруите (рис. 26–в). В его химическом составе зафиксированы Cu, Au, Ag или Pt (см. табл.), при этом они практически никогда не встречаются вместе в одном анализе. Примеси Ag или Au наблюдаются, в основном, в потарите из магнетита, а примесь Pt – в потарите из аваруита. Подобные нетипичные примеси в потарите можно отнести к механическим, «загрязняющим» химический состав минерала путем вхождения в него в виде тонкодисперсных включений. В пользу данного предположения свидетельствуют рассчитанные стехиометрические составы, а также обнаружение внутри потарита обособленного выделения твердого раствора Cu–Pt–Au (рис. 26).

Неназванная фаза состава (Pd,Ni)(Hg,S), занимающая своеобразное промежуточное положение между потаритом и высоцкитом, выявлена в виде мелких (до 0.3 мкм) гипидиоморфных включений в магнетите (рис. 2г, табл.).

Луанхеит отмечается в виде мелких (до 1 мкм) гипидиоморфных округлых включений исключительно в зернах магнетита (рис. 2д). Постоянно в химическом составе минерала обнаруживаются примеси Ni (до 5.1 мас. %), Cu (до 1.9 мас. %) и Pd (до 2.0 мас. %) (см. табл.), которые, с учетом «чистоты» вмещающего магнетита и полученных пересчетов на формулу луанхеита, можно считать механической.

Неназванная фаза состава (Cu,Ag,Hg) редка и выявлена в виде мелких (до 0.6 мкм) вытянутых выделений в краевых частях зерен аваруита (рис. 2е). Часто в химическом составе триады диагностируется незначительная (менее 1 мас. %) примесь Pd (табл.).

Таким образом, полученные данные являются первым свидетельством обнаружения акцессорной благороднометалльной минерализации в дунитах и аподунитовых серпентинитах Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива Западного Саяна. Выявленные МПГ характеризуются исключительно Pd-Pt специализацией. Заметное количество Hg в минералах, вероятно, свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях закрытой системы при невысоких температурах [Prichard et al, 1994; Спиридонов и др., 2019], а ведущая роль потарита указывает на проявление эпигенетических процессов низкоградного метаморфизма (серпентинизации) за счет пневматолитовых ртутьсодержащих растворов.

Литература

Кривенко А.П., Подлипский М.Ю., Кубышев А.И., Катанов С.Г. Перспективы хромитоносности и платиноносности гипербазитов Верхнеамыльского района в Западном Саяне // Минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск: РИЦ КНИИГиМС, 2002. С. 314–324.

Соболев В.С. Добрецов Н.Л. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.

Спиридонов Э.М., Орсоев Д.А., Арискин А.А., Николаев Г.С., Кислов Е.В., Коротаева Н.Н., Япаскурт В.О. Нд- и Сd-содержащие минералы Pd, Pt, Au, Ag сульфидоносных базитов и гипербазитов Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 43–58.

Чернышов А.И., Воробьева А.В., Юричев А.Н. Петрология Кызыр-Бурлюкского мафит-ультрамафитового массива (северо-восток Западного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 8. С. 199–207.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Платиноносность хромититов Куртушибинского офиолитового пояса, Западный Саян: новые данные // Записки РМО. 2019. Т. 148. № 5. С. 113–125.

Prichard H.M., Ixer R.A., Lord R.A., Maynard J., Williams N. Assemblages of platinum-group minerals and sulfides in silicate lithologies and chromite-rich rocks within the Shetland ophiolite // Canadian Mineralogist. 1994. Vol. 32. P. 271–294.

Н.Г. Любимцева, Е.Ю. Аникина

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва luy-natalia@yandex.ru

Ассоциации, химизм, неоднородность и условия образования серебросодержащей блеклой руды Мангазейского серебро-полиметаллического месторождения (Восточная Якутия)

Мангазейское серебро-полиметаллическое месторождение в Западном Верхоянье расположено в 400 км к северо-востоку от г. Якутска, Республика Саха (Якутия). Месторождение локализовано в Западно-Верхоянском секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), который протягивается вдоль северо-восточной окраины Сибирского континента на 2000 км при ширине 500 км. Месторождение залегает среди мощных (до 9–11 км) песчаносланцевых толщ верхоянского комплекса от среднекарбонового до раннепермского возраста. Рудные тела, представленные субпластовыми и секущими жилами, зонами прожилков, минерализованных брекчий и дробления, штокверками, приурочены к восточному крутому крылу присводовой части асимметричной сундучной Эндыбальской антиклинали.

Месторождение является одним из крупнейших месторождений Ag России: установленные ресурсы составляют 800 т Ag при среднем его содержании 909 г/т, а предполагаемые ресурсы – 2 250 т Ag при среднем содержании 457 г/т. Прогнозные ресурсы по категориям P1 + P2 оцениваются в 28 000 т Ag [Аристов, Некрасов, 2010]. Для успешного освоения руд необходимо знание о закономерностях размещения и минералах-носителях серебра и других высокотехнологичных металлов.

Блеклые руды, или минералы группы тетраэдрита, имеют обобщенную формулу $^{M(2)}A_6^{M(1)}$ (B_4C_2) $^{X(3)}D_4^{S(1)}Y_{12}^{S(2)}Z$, где $A = Cu^+$, Ag^+ , \Box (вакансия); $B = Cu^+$, Ag^+ ; $C = Zn^{2+}$, Fe^{2+} , Hg^{2+} , Cd^{2+} , Mn^{2+} , Cu^{2+} , Cu^+ , Fe^{3+} ; $D = Sb^{3+}$, As^{3+} , Bi^{3+} , Te^{4+} ; $Y = S^{2-}$, Se^{2-} ; $Z = S^{2-}$, Se^{2-} , \Box [Biagioni et al., 2020] и являются наиболее сложной изоморфной серией среди сульфосолей из-за многокомпонентности и изо- и гетеровалентных замещений.

Блеклые руды на месторождении являются основным концентратором Ag, Sb и Cu. Эти металлы также концентрируются в сульфоантимонитах Ag (пираргирите, миаргирите, стефаните) и Ag-Pb (диафорите, овихеите, фрейеслебените). На месторождении эти минералы находятся в тесных срастаниях. Ранее блеклые руды были кратко описаны в работе [Аникина и др., 2016], которая была посвящена условиям образования месторождения, но не обстановке отложения сереброносных минеральных ассоциаций с блеклыми рудами. Целью данной работы является изучение парагенетических ассоциаций, химического состава и оценка условий образования блеклых руд.

Взаимоотношения минералов в рудах изучены на оптическом микроскопе Olympus BX-51, зональность блеклых руд – с помощью рентгеноспектрального микроанализа (PCMA) вдоль профилей, перпендикулярных зонам зональности. PCMA выполнен в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (ЦКП «ИГЕМ-Аналитика», аналитик С.Е. Борисовский) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спектрометрами при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции при анализе основных элементов составляло 10–20 с, элементов-примесей – 20–40 с. Поправки рассчитывались по методу ZAF в программе фирмы JEOL. Количественный анализ в точках вдоль профиля идентичен обычному анализу. Выбор точек разреза в нужном направлении с заданным интервалом формировался автоматически с сохранением на всем протяжении рентгеновского фокуса. Точное положение начала и конца разреза контролировалось по нагару. Минимальный шаг разреза, равный 1 мкм, определен, исходя из размера области рассеяния электронного пучка в исследуемой матрице при описанных выше условиях анализа. Выполнено 84 анализа по одному профилю в зональном агрегате блеклой руды.

Блеклые руды обнаружены в кварц-карбонат-сульфидных рудах, в которых они образуют срастания с галенитом, пираргиритом, диафоритом, сфалеритом, станнином, стефанитом, сидеритом и арсенопиритом в интерстициях между зернами кварца и карбоната (рис. 1). Блеклые руды и галенит содержат мономинеральные включения серебросодержащих минералов (пираргирита, диафорита, миаргирита) или их срастания (рис. 1в). Сфалерит, галенит и блеклые руды образуют срастания с ровными границами (рис. 16). Наблюдались станнин-блекловорудно-галенитовые агрегаты, образующие секущие просечки в сфалерите и замещающие его. Блеклые руды корродируют зерна кварца и образуют псевдоморфозы по периферии кристаллов (рис. 1а).

Блеклые руды на месторождении представлены чистым сурьмянистым членом с соотношением Sb/(Sb+As) от 0.98 до 1.00. В двух анализах соотношение Sb/(Sb+As) равно 0.92 и 0.89 и в единичном случае – мышьяковистым с соотношением Sb/(Sb+As) 0.44 (рис. 2а). Содержание Fe варьирует в широких пределах: соотношение Fe/(Fe+Zn) практически непрерывно изменяется от 0.01 до 0.79.



Рис. 1. Срастание серебросодержащей блеклой руды с минералами в рудах Мангазейского месторождения: а) срастание галенита (Gn), блеклой руды (Ag-Fhl) и буланжерита (Blg), в котором блеклая руда по периферии псевдоморфно замещает кварц (Qz) с сохранением первоначальных очертаний хорошо образованных граней кристаллов кварца, а галенит с буланжеритом имеют тесные и тонкие прорастания; б) срастания сфалерита (Sp), галенита и блеклой руды со взаимными и ровными границами в интерстициях между зернами кварца; в) срастание галенита, блеклой руды и пираргирита (Prg) в интерстициях между зернами кварца, где галенит образует каймы вокруг кристаллов кварца, на контакте с галенитом и пираргиритом у кварца сохраняется первичная идиоморфная форма кристаллов, а блеклая руда корродирует зерна кварца; г) зонально-неоднородный агрегат блеклой руды в интерстициях между зернами кварца в срастании со стефанитом (Stf).

 Φ ото а-в – отраженный свет, г – BSE.



Рис. 2. Соотношение содержаний в формульных коэффициентах (apfu) S и Ag в блеклой руде Мангазейского месторождения (а) и в зонально-неоднородном агрегате блеклой руды (б).

Составы взяты из работы [Аникина и др., 2016]. Пунктирными линиями показаны границы между минеральными видами и сериями [Biagioni et al., 2020]. Прямоугольником на рис. 2а обозначена область составов, представленная на рис. 2б.

Из элементов-примесей блеклая руда содержит до 0.75 мас. % Рb и до 0.20 мас. % Вi. Содержание Sn обычно не превышает 0.20 мас. %, но есть четыре анализа, где его концентрации значительно отличаются и составляют 0.64, 0.77, 1.41 и 1.83 мас. %. В одном из анализов (содержание Sn 1.41 мас. %) блеклая руда тесно срастается со станнином.

Согласно номенклатуре тетраэдритовой группы [Biagioni et al., 2020] по содержанию Ag блеклые руды Мангазейского месторождения в подавляющем большинстве относятся к фрейбергитовой серии (рис. 2a): содержание Ag непрерывно меняется от 18.27 до 39.16 мас. % (соотношение Ag/(Ag+Cu) 0.30–0.69). В порядке уменьшения встречаются кеноаргентотетраэдрит-(Zn), кеноаргентотетраэдрит-(Fe), аргентотетраэдрит-(Zn) и аргентотетраэдрит-(Fe), два анализа лежат в области рождественскаяита-(Fe) (Ag 8.48 и 8.60 ф.к.) и один анализ относится к Ag-содержащему теннантиту-(Zn) (Ag 2.11 ф.к.) (рис. 2a).

Следует отметить, что кеноаргентотетраэдрит-(Zn), аргентотетраэдрит-(Zn) и рождественскаяит-(Fe) не являются официально утвержденными Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной Минералогической Ассоциации видами блеклых руд [Biagioni et al., 2020]. В работе [Biagioni et al., 2020] отмечено, что в природе были встречены только железистые аргентотетраэдрит и кеноаргентотетраэдрит. На Мангазейском месторождении преимущественно встречаются цинкистые аргентотетраэдрит и кеноаргентотетраэдрит, в которых Zn преобладает над Fe.

Корреляция между соотношениями Sb/(Sb+As) и Fe/(Fe+Zn) отсутствует. Также не установлена взаимозависимость между содержаниями Fe и Ag, но примечательно, что наиболее серебристыми разностями являются блеклые руды с высокими содержаниями Fe (рис. 2a). Между содержаниями Ag и S наблюдается слабая отрицательная корреляция (рис. 2a).

Блеклая руда Мангазейского месторождения нередко зональна и неоднородна (рис. 1г). Нами изучен один участок зонально-неоднородного агрегата (выделенный прямоугольником фрагмент на рис. 1г). По данным РСМА этот участок представлен аргентотетраэдритом-(Zn), демонстрирующим неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью и сложными взаимоотношениями между зонами. Ритмы с тонкими осцилляциями приурочены к периферическим частям агрегата блеклой руды к контакту с кварцем. РСМА зональной блеклой руды вдоль профиля, пройденного перпендикулярно зональности, выявил разные области составов и разные тренды изменения состава (рис. 26). Во внутреннем ритме наблюдаются незначительные колебания Ag в интервале 4.61–5.18 ф.к. (в среднем, 4.89 ф.к.) на расстоянии 35 мкм. В промежуточном ритме установлен резкий скачок содержаний Ag от 3.63 до 5.12 ф.к. на расстоянии 10 мкм. Во внешнем ритме обнаруживается слабое увеличение содержаний Ag от 4.72 до 5.53 ф.к. на расстоянии 35 мкм. В промежуточном ритме отмечаются более высокие содержания S и наименышие содержания Ag по сравнению с внутренним и внешним ритмами (рис. 26). Корреляция между элементами представлена в таблице.

Серебро имеет сильную отрицательную корреляцию с Си и S на всем изученном интервале зонально-неоднородного агрегата аргентотетраэдрита-(Zn) (коэффициент корреляции r = -0.97...-0.99 и r = -0.74...-0.87, соответственно). Между Zn и Fe сильная отрицательная корреляция наблюдается во внутреннем и промежуточном ритмах (r = -0.72 и -0.90, соответственно) и практически отсутствует во внешнем (r = -0.13). В промежуточном ритме установлена корреляция между Zn(Fe) и Ag(Cu): сильная положительная между Zn-Ag (r = 0.83) и сильная отрицательная между Zn-Cu, Fe-Ag (r = -0.83). Таким образом, для элементов более значимая корреляция наблюдается во внутренней части изученного участка (в промежуточном ритме).

Для сосуществующих кеноаргентотетраэдрита-(Zn) с содержанием 34.16–36.62 мас. % Ag (Ag 6.40–6.99, Zn 1.38–1.76 и S 11.53–12.32 ф.к.) и низкожелезистого сфалерита (0.3 мол. % FeS) рассчитана температура по данным распределения между ними Fe и Zn [Sack, Loucks, 1985]. Получено три значения температур кристаллизации от 165 до 280 °C, которые согласуются с температурами гомогенизации флюидных включений в сфалерите (179–222 °C) [Аникина и др., 2016], и температурой отложения серебро-полиметаллической ассоциации (125–280 °C), оцененной по серо-изотопному сфалерит-галенитовому геотермометру [Аникина и др., 2010].

Таблица

Ритм		Внутре	нний]	Промежу	точный		Внешний				
	Zn/Fe	Cu/Ag	Sb/As	S	Zn/Fe	Cu/Ag	Sb/As	S	Zn/Fe	Cu/Ag	Sb/As	S
Ασ	-0.15	-0.97	0.34	-0.74	0.83	-0.99	0.67	-0.86	-0.22	-0.98	0.16	-0.87
115	0.50	_	-0.19	0.7.1	-0.83	-	-0.56	0.00	0.60	-	-0.42	0.07
7.	-	0.12	-0.33	0.02	-	-0.83	0.51	0.82	-	0.29	-0.66	0.11
Zn	-0.72	-0.15	0.28	-0.02	-0.90	0.83	-0.35	-0.02	-0.13	-0.22	-0.37	-0.11

Коэффициенты корреляций между элементами в зонально-неоднородном аргентотетраэдрите-(Zn)

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения с высокой корреляцией (>0.7 и <-0.7).

Таким образом, установлено, что на Мангазейском серебро-полиметаллическом месторождении блеклые руды относятся к фрейбергитовой серии и представлены преимущественно кеноаргентотетраэдритом-(Zn), кеноаргентотетраэдритом-(Fe) и аргентотетраэдритом-(Zn). В зональных зернах присутствуют неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью, в которых проявлены разные тренды изменения состава. Определены температуры отложения кеноаргентотетраэдрита-(Zn), сосуществующего со сфалеритом (165– 280 °C), которые согласуются с температурами гомогенизации флюидных включений в сфалерите и температурой отложения серебро-полиметаллической ассоциации, оцененной по серо-изотопному сфалерит-галенитовому геотермометру.

Литература

Аникина Е.Ю., Бортников Н.С., Клубникин Г.К., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю. Мангазейское Ад– Pb–Zn жильное месторождение в осадочных породах (Саха-Якутия, Россия): минеральные ассоциации, флюидные включения, стабильные изотопы (С, О, S) и особенности образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 3. С. 206–238.

Аникина Е.Ю., Гамянин Г.Н., Бортников Н.С. Изотопный состав серы сульфидов сереброрудного месторождения Мангазейское (Восточная Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 534–552.

Аристов В.В., Некрасов А.И. Верхоянская сереброрудная провинция. Перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. № 1. С. 21–29.

Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification // American Mineralogist. 2020. Vol. 105. № 1. P. 109–122.

Sack R.O., Loucks R.R. Thermodynamic properties of tetrahedrite-tennantite: constraints on the interdependence of the Ag-Cu, Fe-Zn, Cu-Fe, and As-Sb exchange reactions // American Mineralogist. 1985. Vol. 70. №. 11–12. P. 1270–1289.

М.А. Павлова, Н.С. Червоник

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург milana.a.pavlova@yandex.ru

Вещественные и морфологические особенности самородного золота из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного (Хабаровский край) (научный руководитель – к.г.-м.н. С.В. Петров)

В работе рассмотрены особенности строения и состава золота из россыпей, приуроченных к двум соседним ручьям Левый Джанку и Гранитному, берущих начало с возвышенностей (960 и 1200 м, соответственно), дренирующих породы Ульбейского массива и впадающих в р. Сибегу. Россыпи отрабатываются ООО ГГП Марекан не первое десятилетие, однако до сих пор в этом районе значимой коренной минерализации золота не обнаружено. Целью работы является определение возможных параметров коренного источника золота на основе материалов, отобранных из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного.

В административном плане район работ расположен в Хабаровском крае, в Охотском районе, примерно в 200 км на север от пос. Охотск, в районе среднего течения р. Ульбея, на ее правом берегу. В геологическом отношении изучаемый район находится в пределах центральной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, на восточной краевой части Ульбейского массива (на северо-востоке листа P-54-XXXVI), сложенного преимущественно

гранитами, лейкогранитами, гранодиоритами, реже диоритами и относящегося к Нюдско-Куйдусунскому габбро-гранодиорит-гранитному латеральному ряду (К₂) [Песков, Умитбаев, 1977; Казакова и др., 2013].

Россыпь ручья Левый Джанку состоит из двух частей: верхней («бедной») и нижней («богатой»). В работе представлены результаты исследования нижней россыпи. Нижняя россыпь аллювиальная, русловая-пойменная. Форма ее вытянутая, лентообразная длиной до 1200 м, шириной 60–100 м, мощностью 1.5–2.0 м. Продуктивный пласт сложен валунно-галечно-гравийно-песчаным материалом с глинистым цементом. Породный состав обломков изменчив и зависит от плотика. В плотике обнажаются породы кислого состава (преимущественно граниты), а также вулканиты среднего состава (преимущественно андезиты).

Россыпь ручья Гранитного имеет вытянутую, лентообразную форму длиной 600 м и шириной 40–60 м. Продуктивный пласт мощностью 1.0–1.5 м сложен галечно-гравийнопесчаным материалом с глинистым цементом. Обломки представлены, преимущественно, гранитоидами (реже встречаются обломки гранодиоритов и кварцевых сиенитов), которые соответствуют породам Ульбейского массива, слагающим плотик россыпи. На участке работ в пределах ручья для минералогического анализа в ходе полевых работ 2020 г. взято десять проб (объемом 8 л каждая) из продуктивного пласта, промытых на лотке до серого шлиха. Основной состав шлиха: циркон, магнетит, гранат, апатит, сульфиды, золото. Из шлиховых проб для определения составов золота отобрано 22 зерна. Помимо собственных проб были исследованы зерна золота, отдутые из 39 шлиховых проб (объемом 20–50 л) с соседнего ручья Левый Джанку в 2017–2019 гг. и переданные руководством месторождения ООО ГГП Марекан. Из проб с ручья Левый Джанку для исследования отобрано 112 зерен золота.

С помощью бинокулярного микроскопа ЛОМО МСП-1 охарактеризованы морфологические признаки зерен, а объемные фотографии сделаны в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» на цифровом микроскопе Leica DVM 5000. Часть зерен помещена в искусственный аншлиф (ручей Гранитный – 7 знаков, ручей Левый Джанку – 35 знаков), другая – наклеена на электропроводящий скотч (ручей Гранитный – 15 знаков, ручей Левый Джанку – 77 знаков). Химический состав золота изучен в РЦ СПбГУ «Геомодель» на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с ЭДС приставкой Oxford Instruments X-Max 20 (аналитик H.C. Власенко). Здесь же получены СЭМ фото золота. В результате исследования 134 зерен получено 210 точек составов золота. Для обработки полученных данных использовалось программное обеспечение Statistica 13.3.

Формы зерен золота из россыпи ручья Левый Джанку разнообразны: от изометричных до игольчатых, нитевидных, сильно изогнутых, сложных, «спутанных в клубок» (рис. 1а, в). Размер варьирует от 300 мкм до 2.2 мм по удлинению и, в среднем, составляет 600–800 мкм (табл. 1). Степень окатанности меняется от средней до низкой. Поверхности зерен неровные, ксеноморфные, иногда с отпечатками граней кристаллов. Часто встречаются примазки темного-серого, темно-бурого, а также молочно-белого цветов. Цвет ярко-желтый, реже белый, зеленовато-белый. В полостях и углублениях цвет заметно более светлый до белого с зеленым оттенком, что может свидетельствовать о сравнительно недавнем разрушении минерального заполнения пустот. Состав самородного золота неоднороден: в центральных частях содержания Аu составляют, в среднем, 73.46 мас. %, Ag – 27.54 мас. %, в более высокопробных каймах – 94.39 мас. % Au и 5.61 мас. % Ag (рис. 2a, табл. 2).

Морфологические особенности зерен золота ручья Гранитного не менее изменчивы: от сложной комковатой до уплощенной и лепешковидной (рис. 16, г). Зерна в шлихах мелкие, средней размерности, преобладает класс 0.5–2.0 мм (см. табл. 1). Поверхности зерен неровные, бугристые, с отпечатками граней кристаллов, кавернами, заполненными кварцем и глинистыми примазками. Цвет аналогичен вышеописанным из россыпи ручья Левый Джанку:



Рис. 1. Зерна золота из россыпей ручьев Левый Джанку (а–в) и Гранитного (б–г). Снимки а, б – оптический микроскоп Leica DVM 5000; в, г – СЭМ фото в режиме BSE.

Таблица 1

Гранулометрический состав самородного золота из ручьев Левый Джанку (I) и Гранитного (II)

Nº		Фракция, мм	
	+2.0	-2.0+0.5	-0.5+0.25
Ι	n = 1	n = 99	n = 12
II	n = 1	n = 19	n = 2

Примечание. n – количество зерен.

Таблица 2

Химический состав (мас. %) золота из россыпей ручьев Левый Джанку (1–6) и Гранитного (7, 8)

№ ан.	Au	Ag	Формула
1	74.56	25.44	Au _{0.62} Ag _{0.38}
2	95.37	4.63	Au _{0.92} Ag _{0.08}
3	74.36	25.64	Au _{0.61} Ag _{0.39}
4	73.94	26.06	Au _{0.61} Ag _{0.39}
5	95.80	4.20	Au _{0.93} Ag _{0.07}
6	93.07	6.93	Au _{0.88} Ag _{0.12}
7	67.76	32.24	Au _{0.54} Ag _{0.46}
8	98.31	1.69	Au _{0.97} Ag _{0.03}

Примечание. Результаты анализов нормированы на 100 %. Номера точек анализов соответствуют точкам на рис. 1в, г. Формулы рассчитаны на сумму металлов, равную 1.



Рис. 2. Распределение содержаний Au (мас. %) в самородном золоте из россыпей ручьев Левый Джанку (а) и Гранитного (б).

преимущественно, интенсивно-желтый, однако полости и каверны, ранее занимаемые минеральными сростками, значительно более светлые до белого. Содержания элементов в центральных частях зерен, в среднем, составляют 73.84 мас. % Au и 26.16 мас. % Ag, в каймах – 93.86 мас. % Au и 6.14 мас. % Ag (рис. 26, табл. 2).

В целом, золото из россыпей близко по составу и является «относительно низкопробным» (в среднем, в центральных частях золотин 72.66 мас. % Au и 27.34 мас. % Ag) [Петровская, 1973]. Размер, форма, степень окатанности, характер поверхности и цвет также сходны. Общей особенностью золота двух россыпей является наличие тонких, пористых, прерывистых высокопробных кайм. Таким образом, можно предположить, что россыпи ручьев Левый Джанку и Гранитного образовались при разрушении единого коренного источника, расстояние переноса от которого незначительно.

Литература

Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 Оймякон. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.

Песков Е.Г., Умитбаев Р.Б. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист P-54-XXXVI. Объяснительная записка. М., 1977. 80 с.

Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: ИГЕМ РАН, 1973. 345 с.

ЧАСТЬ 5. ОСАДОЧНЫЕ, ВУЛКАНОГЕННЫЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В.И. Сначев

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа SAVant@inbox.ru

Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие)

Кочкарский антиклинорий расположен в северной части Восточно-Уральского поднятия (Южный Урал). В состав его метаморфического комплекса входят шесть толщ (снизу вверх): еремкинская (RF₁₋₂er), кучинская (RF₂kč), благодатская (RF₂₋₃bl), светлинская (RF₃sv), александровская (Val), кукушкинская (Okk) (рис.). В пределах антиклинория установлены следующие основные интрузивные комплексы: западно-кочкарский (метаультрамафитовый) (σ PR₂z), борисовский (мигматитовый) (mgRF₃-Vb), кукушкинский (габбро-гранитный) (γ PC₃s).

Вулканогенные отложения известны лишь в основании верхней подтолщи еремкинской толщи и в средней части александровской толщи. По многим петрохимическим и геохимическим параметрам (преобладание Na,O над K,O, низкие значения K,O и т. д.) метавулканиты еремкинской толщи относятся к толеитовому ряду и принадлежат базальтоидам нормальной щелочности континентальных рифтовых зон, на что указывают высокие (относительно океанических толеитов) содержания литофильных элементов (среднее из 21 ан., г/т): Rb 24, Zr 157, Li 10, а также Ва 186, Sr 126 г/т, РЗЭ: La 7.7, Ce 19.2, Sm 3.2, Yb 1.6 г/т, высокая степень фракционирования РЗЭ, низкие содержания элементов группы Fe (Cr 114, Co 63, Ni 78 г/т) [Бородин, 1981]. Что очень важно, набор малых элементов в метавулканитах еремкинской толщи близок метабазальтам машакской свиты [Парначев, 1981; Князев и др., 2013]. В метавулканитах александровской толщи выделяются два типа пород: с нормальной (метабазальты) и повышенной щелочностью (субщелочные метабазальты и метапикритобазальты). По содержаниям (г/т) Li 5.6–9.0, Rb 4.8–9.3, Sr 270–366, Ba 152–200, Zr 83–126, Nb 8–12, Be 1.6–1.9, F 700–800, Cr 240–290, Co 40–54, Ni 100–120, La 5.6–7.0, Ce 17–19, Sm 2.9–3.5 и Yb 2.5-3.1 метабазальты александровской толщи близки основным эффузивам континентальных рифтовых зон [Бородин, 1981; Савельев и др., 2006], а также вендским метабазальтам Южного Урала. Субщелочные метабазальты и метапикритобазальты по содержанию суммы щелочей, К₂О (0.7–3.2 мас. %), набору малых элементов (среднее из 16 ан., г/т) Li 13, Rb 21, Sr 549, Ba 309, La 18, Ce 34, Sm 6.5, Yb 2.7, Zr 129, Cг 183, Co 45 и Ni 88 близки натровым базальтам известково-щелочной серии и по некоторым элементам трахибазальтам аршинской серии [Парначев, 1981]. При сравнении метариолитов александровской толщи с кислыми вулканитами рифтовых систем можно отметить большое сходство по содержаниям Rb 106-130, Zr 188–243 и Sr 400–436 г/т.

Имеющийся петрохимический и геохимический материал по плагиосланцам еремкинской и светлинской толщ по многим элементам показывает их практически полную аналогию мигматитам, что указывает на единство источника сноса, а также образование последних за счет пород сланцевого обрамления. Сопоставление содержаний перечисленных выше элементов и Al центров в кварце песчаников кукушкинской толщи и различных литологических разностей пород Кочкарской площади указывает на формирование ордовикских песчаников в результате размыва мигматитовых куполов.



Рис. Схематическая геологическая карта Кочкарского антиклинория [Сначев и др., 1990].

1 – осадочно-вулканогенные образования Арамильско-Сухтелинской зоны; 2 – венд, александровская толща; 3 – ордовик, кукушкинская толща; 4 – верхний рифей, светлинская толща; 5 – средний рифей, кучинская толща; 6 – нижний-средний рифей, еремкинская толща; 7 – благодатская толща (катаклазированные силикатно-карбонатные породы); 8 – метаультрамафиты; 9 – диориты, кварцевые диориты, габбродиориты, габбро; 10 – граниты; 11 – плагиомигматиты; 12 – гранитные мигматиты; 13 – карбонатный меланж; 14 – катаклазиты, нерасчлененные тектониты; 15 – стратиграфические и интрузивные границы; 16 – тектонические нарушения.

Гранитные массивы (цифры в кружочках): 1 – Ключевской; 2 – Варламовский; 3 – Котликский; 4 – Еремкинский; 5 – Борисовский; 6 – Санарский; 7 – Пластовский (Андреевский).

Карбонатные породы при фиксированном положении в разрезе докембрия рассматриваемой площади имеют большое значение и для сопоставления с аналогичными отложениями Башкирского антиклинория. Методом ЭПР в кальците карбонатной толщи установлено незначительное количество Mn 0.001–0.014 %, в кальците благодатской, еремкинской, кучинской и светлинской толщ: 0.07–0.14, 0.008–0.017, 0.014–0.10, 0.10– 0.97 %, соответственно. Не имея возможности привести весь геохимический материал по всем уровням карбонатных пород Восточно-Уральского и Центрально-Уральского поднятий, что сделано в монографии [Сначев и др., 1990], отметим лишь соответствие по малым элементам мраморов светлинской толщи карбонатам миньярской свиты, кучинских и еремкинских мраморов – соответственно породам реветской подсвиты (авзянская свита) и суранской свиты.

Из негранитоидных формаций интерес представляет рассмотрение геохимических особенностей метабазитов баштауского комплекса. По малым элементам (г/т): La 4.7, Ce 17–22, Sm 2.7–3.6, Rb 16–22, Sr 270–320, Zr 103–116, – они сопоставимы с метавулканитами нормальной щелочности александровской толщи и образуют, по-видимому, единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

Исследование расплавных и флюидных включений в кварце гранитоидов показало, что температура начала кристаллизации мигматитов составляла 680–740 °С, а глубина становления – 7.5–9.0 км; для гранитов санарского комплекса – 760–790 °С и 2–3 км [Сначев и др., 1990]. Необходимо отметить близость составов и формул биотита мигматитовых куполов с биотитами их сланцевого обрамления, что говорит в пользу образования первых за счет вмещающих пород. Подтверждение тому находится и при изучении распределения малых элементов в кварце и биотите мигматитов и пород еремкинской толщи.

Содержания Rb и Sr в мигматитах составляют 150-240 и 100-350 г/т, соответственно, поднимаясь до 200-310 и 100-300 г/т для микроклиновых гранитов санарского и поварненского комплексов, что близко гранитоидам структур с режимом преобладающих восходящих движений. Гранитоиды кукушкинского комплекса на диаграмме Rb-Sr [Ферштатер, 1987] ложатся на тренд гранитоидов базальтоидного, а не корового происхождения. По содержанию петрогенных и малых элементов в породах, результатам изучения акцессорных минералов (циркон, апатит) рассматриваемый комплекс относится к гранитоидам андезитового ряда, формирующимся в тылу островных дуг, на континентальной окраине. По многочисленным параметрам, в том числе, распределению Уb в сосуществующих цирконах и апатитах [Краснобаев, 1986], гранитоиды кукушкинского комплекса отнесены нами, в отличие от других исследователей, к габбро-гранитной формации [Сначев и др., 2009]. Содержания РЗЭ в мигматитах в 1.2–1.4 раза меньше, чем в гранитах. Мигматиты содержат (г/т) La 20–46, Ce 30–58, Sm 5–7, Eu 0.4–0.7, Yb 0.6–0.9. Содержания La и Се выше в 5–10 раз (180–200 и 180–220 г/т) только в дайковом комплексе. Распределение РЗЭ, нормализованное к хондриту, соответствует, согласно [Арт, 1983], для мигматитов континентальной окраине, а для гранитов – внутренней части континентов.

Анализ содержаний малых и петрогенных элементов указывает на принадлежность пород борисовского и санарского комплексов к гранитоидам известково-щелочного ряда. Однако если первые из них относятся к мезоабиссальной фации глубинности, то последние – к гипабиссальной. Согласно классификации [Pearce et al., 1984] породы санарского комплекса следует отнести к коллизионным, а борисовского – к внутриплитовым. Кукушкинские граниты образуют на этой диаграмме обособленную область в пределах поля гранитоидов вулканических дуг. Высокое отношение изотопов Sr в мигматитах (0.71016±0.00050) подтверждает их образование в результате плавления вещества земной коры.

По интенсивности Al центров в кварце гранитоидов Кочкарской площади пробы разделились на несколько групп. В группу I с высоким содержанием Al центров вошли пробы мигматитов с разбросом содержаний Al от 9.9 до 11.7×10^{17} спин/г, во вторую – микроклиновые граниты ((2.0–3.6) × 10^{17} спин/г). Стабильно низкими значениями Al центров характеризуются гранитоиды кукушкинского комплекса ((0.6–1.5) × 10^{17} спин/г). Что касается РЗЭ в цирконах и апатитах мигматитов, то они имеют слабое фракционирование, тогда как в нормальных гранитах циркон и апатит обогащены La (2510 г/т), Се (8780 г/т) и обеднены группой тяжелых РЗЭ. Для обоих комплексов характерна выдержанность содержаний Y (1315– 1632 г/т). Коровое происхождение этих гранитоидов еще раз подтверждается распределением Yb в сосуществующих цирконах и апатитах.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

Литература

Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 194 с.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Лист N-40. Уфа. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.

Парначев В.П. Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала в позднем докембрии // Древний вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1981. С. 18–30.

Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник. 2006. № 5. С. 85–104.

Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив – фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 1. С. 79–81.

Сначев В.И., Щулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала // БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1990. 179 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. Part 4. P. 956–983.

А.В. Коломоец¹, А.В. Сначев², М.А. Рассомахин³

¹— Оренбургский государственный университет, г. Оренбург kolomoyets56@mail.ru ²— Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа ³— Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,

Институт минералогии, г. Миасс

Геохимические особенности черных сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал)

Кумакское рудное поле расположено в восточной части Аниховского грабена и приурочено к Кумакско-Котансийской зоне смятия, сложенной преимущественно черносланцевыми образованиями брединской свиты (C₁bd) [Лядский и др., 2018]. Промышленные концентрации золота связаны как с сериями кварцевых жил и прожилков, так и с зонами прожилково-



Рис. 1. Содержания РЗЭ в углеродистых породах Кумакского рудного поля, нормированные к РААЅ [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

вкрапленной минерализации в породах, обогащенными углеродистым веществом. Последний тип оруденения наиболее распространен, что и определяет повышенный интерес к этому объекту [Лощинин, Панкратьев, 2006; Сазонов и др., 2011].

Углеродистые толщи Кумакского рудного поля представлены алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами и песчаниками с редкими прослоями известняков и углей. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Их сланцеватые текстуры характеризуются наличием полос слюдисто-кварцевого состава, прослоев и удлиненных линз кварца, послойным скоплением кварца размерностью от мелкой до грубозернистой. Петрографически породы характеризуются микролепидобластовой, лепидогранобластовой и гетерогранобластовой структурами. Среднее содержание С_{орг} в сланцах по данным термогравиметрического анализа составляет 4.7 % (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Т.И. Черникова). В химическом составе отмечаются повышенные содержания MgO (0.60– 6.42 %), TiO₂ (0.29–1.89 %), Al₂O₃ (9.40–31.50 %), и, соответственно, повышенные гидролизатный (>0.55) и алюмокремниевый (в среднем, 0.38) модули. По литохимической классификации они соответствуют сиаллитам и сиферлитам [Юдович, Кетрис, 2015].

При изучении геохимии углеродистых сланцев использовался микроанализ методом ИСП МС (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева). Халькофильные элементы в сланцах Кумакского рудного поля, такие как Cu, Zn, Pb, содержатся обычно в небольших количествах. Группа элементов – типоморфных спутников золота – As, Bi, Sb, проявлена слабо и концентрируется преимущественно в участках наложенной гидротермальной проработки. Учитывая петрохимические особенности и наличие в разрезах прослоев известняков с преобладанием микрофауны, породы можно охарактеризовать как мелководно-прибрежные углеродистые сланцы с преимущественно терригенным источником сноса. По совокупности значений параметров V/Cr, V/(V + Ni), Mo/Mn, U_a = U_{total}-Th/3 [Холоднов, Наумов, 1991; Jones, Manning, 1994] углеродистые породы отлагались в окислительных и частично в субокислительных условиях.



Рис. 2. РЗЭ минералы в черных сланцах Кумакского месторождения: а) кайма из ксенотима (b) вокруг кристалла циркона (a); б) зерно ксенотима (c) в породе; в) угловатое зерно рутила (d) в ассоциации с пластинчатым рабдофаном (e); г) срастание горсейксита (j) и рабдофана (k); д) зерно ксенотима (h) в мусковите (i); е-з) зерна монацита (f, p, m) в породе; и) зональный кристалл циркона (n). СЭМ фото. Q – кварц, Mu – мусковит, Ru – рутил, Xe – ксенотим, Mz – монацит, Zr – циркон, Chd – хлоритоид.

Нормированные содержания большинства РЗЭ к постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) укладываются в интервал от 0.1 до 0.3 единиц, т. е. в рассматриваемых углеродистых породах РЗЭ практически не накапливаются (рис. 1). Методом растровой электронной микроскопии (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин) в породах установлены минералы РЗЭ: монацит, рабдофан и ксенотим, а также единичные зерна горсейксита, бастнезита и агардита (рис. 2). Ксенотим представлен мелкими зернами сложной формы (до 5 мкм), выполняющими полости в кварц-мусковитой матрице, а также наростами на кристаллах циркона (рис. 2а, б). В составе ксенотима отмечаются высокие концентрации Y (40.35–47.37 мас. % Y₂O₃). Монацит и рабдофан образуют зерна размером 5– 20 мкм и уплощенные выделения между углеродисто-слюдистыми прослоями (рис. 2в-г, е–з). В их составе наиболее высокие концентрации РЗЭ характерны для монацита: 31.23– 32.43 мас. % Ce_2O_3 , 16.69–16.47 мас. % La_2O_3 и 11.78–12.52 мас. % Nd_2O_3 , а также отмечается обогащение Th (1.45–2.63 мас. % ThO₂). Циркон встречается в основной массе породы в виде хорошо ограненных тетрагонально-дипирамидальных кристаллов размером 5–20 мкм (рис. 2а, и).

Таким образом, геохимические особенности углеродистых сланцев Кумакского рудного поля указывают на мелководно-прибрежные обстановки накопления. Осадочный материал имел преимущественно терригенный источник и отлагался в окислительных и частично в субокислительных условиях. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что РЗЭ в рассматриваемых породах минимальны, несмотря на присутствие в них монацита (-Ce) и рабдофана (-Ce), ксенотима (-Y).

Геологические работы выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246-2019-0078. Изучение состава минералов проведено в рамках государственной бюджетной темы № АААА-А19-119072390050-9.

Литература

Лощинин В.П., Панкратьев П.В. Золотоносность нижне-среднепалеозойских черносланцевых формаций Восточного Оренбуржья // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2006. С. 79–82.

Лядский П.В., Чен-Лен-Сон Б.И., Алексеева Г.А., Оленица Т.В., Кваснюк Л.Н., Мануйлов Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-41-I (Аниховка). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2018. 100 с.

Сазонов В.Н., Коротеев В.А., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Великанов А.Я. Золото в «черных сланцах» Урала // Литосфера. 2011. № 4. С. 70–92.

Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с. *Холоднов В.Н., Наумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в

водах древних водоемов // Известия АН СССР. Серия Геология. 1991. Т. 12. С. 74-82.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.-Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с.

Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones // Chemical Geology. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

Р.А. Гатауллин

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Институт геологии, г. Уфа Башкирский государственный университет, г. Уфа rusgatln97@gmail.com

Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал

(научный руководитель – д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

Массив Северный Крака расположен в Белорецком районе Республики Башкортостан. Он представляет собой тело размером 15 × 18 км (рис. 1), большую часть площади которого занимают шпинелевые лерцолиты, содержащие 60–80 % оливина, 20–30 % энстатита, 5– 10 % диопсида и 1–5 % хромшпинелида. Среди них встречаются участки, сложенные шпинель-плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами. Дунит-гарцбургитовый комплекс фрагментарно присутствует в краевых частях массива [Савельев и др., 2008].

Фактический материал для настоящей работы получен автором в ходе полевых исследований 2019–2020 гг. в составе отряда Института геологии УФИЦ РАН. Образцы перидоти-



Рис. 1. Обзорная карта района массивов Крака [Савельев, 2018].

1 – вмещающие породы; 2 – габбро, верлиты, клинопироксениты; 3 – хромшпинелевые перидотиты и дуниты; 4 – серпентиниты.

тов отпрепарированы и изучены методами оптической и электронной микроскопии, состав минералов определялся при помощи ЭДС на СЭМ Vega 3 Tescan sbh в ЦКП «Структурные и физико-механические исследования материалов» (ИПСМ РАН, г. Уфа).

Минералогия ультрамафитов типична для мантийных разрезов офиолитовых комплексов. Ортопироксены по химическому составу соответствуют энстатиту и эндиопсиду с малым содержанием волластонитового и ферросилитового миналов. Клинопироксены соответствуют эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует между 0.25 и 0.5 (рис. 2а).



Рис. 2. Диаграммы составов минералов массива Северный Крака: а) диаграмма миналов пироксенов (En – MgSiO₃, Wo – CaSiO₃, Fs – FeSiO₃): светлые квадраты – фигуративные точки ортопироксенов лерцолитов, темные квадраты – ортопироксены шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, светлые ромбы – клинопироксены перцолитов, темные ромбы – клинопироксены шпинель-плагиоклазовых лерцолитов; поля даны по [Добрецов и др., 1971]: 1 – энстатит, 2 – энстатит-диопсид, 3 – диопсид; б) классификационная диаграмма состава трехвалентных катионов хромшпинелидов [Павлов, 1949]; поля: 1 – алюмохромит, 2 – хромпикотит, 3 – пикотит, 4 – хроммагнетит; в) диаграмма для хромшпинелидов в координатах $\#Cr=Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})-\#Mg=Mg/(Mg+Fe^{2+})$, атомные количества; г) диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации: $\#Cr - Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ в хромшпинелиде, Fo – доля форстеритового минала в соответствующем ему зерне оливина; пунктир – границы поля составов минералов, образующихся при частичном плавлении мантийного субстрата (FMM); стрелки – направления трендов, характерных для кристаллизационной дифференциации и частичного плавления; поля даны по [Агаi, 1994].

На рис. 2а-в светлые квадраты – точки хромшпинелидов из лерцолитов, темные квадраты – хромшпинелид из шпинель-плагиоклазовых лерцолитов.

Хромшпинелиды лерцолитов характеризуются значительными вариациями содержаний Al₂O₃ и Cr₂O₃ (рис. 26) и содержат низкие концентрации Fe₂O₃. Большинство из них относятся к глиноземистым разновидностям – хромпикотиту и пикотиту, незначительное количество – к алюмохромиту и хроммагнетиту. Примеси Zn, Mn, V и Ti отмечаются в единичных анализах. Более частая примесь Ni выше предела обнаружения содержится примерно в 18 % ана-

Таблица

Оценка температур образования лерцолитов по оливин-шпинелевым геотермометрам

Образец	α	β	γ	$X_{mg \ ol}$	X _{mg sp}	f»	Fa	lnK _D	Cr#Al	Оно	Фабри	Среднее
Лерцолиты												
Сек-2182	0.161	0.825	0.014	0.915	0.768	0.232	0.085	1.177	0.164	646	721	683
Сек-2153	0.186	0.804	0.010	0.917	0.744	0.256	0.083	1.334	0.188	586	678	632
Сек-2152	0.373	0.595	0.031	0.915	0.644	0.356	0.085	1.780	0.386	710	773	741
Сек-2183	0.222	0.753	0.025	0.914	0.744	0.256	0.086	1.296	0.228	706	757	731
Сек-2152-1	0.291	0.701	0.009	0.915	0.707	0.293	0.085	1.489	0.293	672	723	698
Сек-2191	0.182	0.802	0.016	0.920	0.743	0.257	0.080	1.379	0.185	553	655	604
СеК-2193	0.192	0.789	0.019	0.910	0.757	0.243	0.090	1.182	0.196	714	757	735
Сек-2174	0.153	0.826	0.021	0.915	0.756	0.244	0.085	1.245	0.156	580	678	629
Сек-1771а	0.275	0.678	0.048	0.909	0.649	0.351	0.091	1.691	0.288	590	673	631
СеК-2221	0.365	0.607	0.028	0.957	0.729	0.271	0.043	2.115	0.376	508	590	549
СеК-2245	0.110	0.880	0.010	0.925	0.800	0.200	0.075	1.122	0.111	571	683	627
СеК-2247-1	0.149	0.842	0.008	0.914	0.763	0.237	0.086	1.190	0.151	608	700	654
СеК-2244	0.114	0.877	0.008	0.922	0.789	0.211	0.078	1.146	0.115	563	677	620
СеК-2264	0.271	0.714	0.015	0.919	0.682	0.318	0.081	1.660	0.275	557	642	599
СеК-2161-1	0.121	0.863	0.015	0.905	0.784	0.216	0.095	0.960	0.123	744	788	766
			Ш	пинель-	плагиок.	тазовые	е лерцол	иты				
Сек-2176	0.334	0.626	0.040	0.909	0.594	0.406	0.091	1.923	0.348	544	617	580
Сек-2177	0.330	0.646	0.024	0.909	0.657	0.343	0.091	1.654	0.338	648	698	673
Сек-2166	0.302	0.674	0.024	0.910	0.708	0.292	0.090	1.382	0.309	897	819	858
Сек-2160	0.226	0.758	0.015	0.916	0.752	0.248	0.084	1.270	0.230	704	749	727
Сек-2178	0.266	0.684	0.050	0.909	0.677	0.323	0.091	1.544	0.280	655	693	674

Примечание. а, β, γ – доли Cr, Al и Fe среди трехвалентных катионов шпинели, соответственно; $X_{mg ol}$ и Fa – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов оливина: форстеритовый и фаялитовый миналы, соответственно; X $_{mg ol}$ и f» – доли Mg и Fe среди двухвалентных катионов шпинели, соответственно; lnK_D – X $_{mg ol}$ f»/ X $_{mg sp}$ · Fa; Cr#Al – отношение Cr к сумме Cr и Al в хромшпинелиде. Оно и Фабри – оценки температур по геотермометрам T(°C) = [10000 · (0.057 + 0.34 · Cr#Al)]/(lnK_D + 0.934 · Cr # Al – 0.102) – 273 + kX_{Ti} [Ono, 1983] и [(4250α + 1343)/(lnK_D + 1.825α + 0.571)] – 273 + kX_{Ti}, где kX_{Ti} – атомное количество Ti [Fabries, 1979], °C, соответственно.

лизов. Попадание некоторых фигуративных точек в зону несмесимости (нижняя часть треугольной диаграммы под «параболой»), скорее всего, объясняется тем, что химический состав анализировался на участках тесного срастания первичной шпинели с хроммагнетитом. На бинарной диаграмме #Cr-#Mg (рис. 2в) отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости. Вариации содержаний MgO и FeO не столь значительны – в пределах 0.5–0.7 #Mg.

Для оценки влияния процессов частичного плавления мантийного субстрата или кристаллизационной дифференциации на образование перидотитов обычно применяется диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации (OSMA) [Arai, 1994]. При ее построении используются данные по химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида. Большинство фигуративных точек для сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида на диаграмме OSMA (рис. 2г) попадают в поля частичного плавления мантийного субстрата и соответствуют степени частичного плавления менее 20 %. Для оценки температурных условий образования глубинных пород широко применяется сравнение химических составов сосуществующих минералов конкретного образца с экспериментальными данными по составам минеральных систем при определенных РТ условиях [Перчук, Рябчиков, 1976]. По химическому составу сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида вычислены температуры установления химических равновесий в этих минералах. Температура окончания обменных реакций между оливином и хромшпинелидами лерцолитов по большинству пар находится в пределах 600–770 °С (табл.). Учитывая наличие петрографических свидетельств деформации зерен оливина и пироксенов [Савельев, 2018], можно утверждать, что в становлении пород значительную роль играли процессы пластической деформации в субсолидусных условиях.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить особенности состава минералов из перидотитов массива Северный Крака. Главным породообразующим минералом является высокомагнезиальный оливин (Fo₉₀₋₉₄), большинство исследованных зерен хромшпинелида относится к высокоглиноземистым разновидностям – пикотиту и хромпикотиту, пироксены по составу варьируют от энстатита до диопсида. Составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида из лерцолитов соответствуют таковым, образующимся при низких степенях частичного плавления мантийного субстрата. По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии образование лерцолитов происходило при температурах 600–770 °C. Полученные низкие температуры свидетельствуют о длительном процессе установления химического равновесия для данных минералов в субсолидусных условиях.

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания Минобрнауки РФ (№ 0246–2019–0078).

Литература

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. 1949. № 13. С. 10–35.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с. Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башкирская энциклопедия, 2018. 204 с.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 69. P. 329–336.

Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists. 1983. Vol. 78. P. 115–122.

Б.Р. Мирзошоев, Р.Р. Хасанов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань mirzoshoev_1992@mail.ru

Реконструкция первичной природы метаморфических пород докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции

Кристаллический фундамент Волго-Уральской нефтегазоносной провинции сложен метаморфическими комплексами пород архей-протерозойского возраста, которые покрыты мощным осадочным чехлом. Многолетняя программа нефтяного бурения дала обширный материал для изучения состава, строения и истории развития докембрийского кристаллического фундамента на рассматриваемой территории. Наиболее крупной структурой, занимающей центральное положение в регионе, является Татарский свод. Несмотря на высокую степень петролого-геохимической изученности пород кристаллического фундамента Татарского свода, до настоящего времени нет единого представления об их первичной природе.

Татарский свод Камско-Кинельской системой прогибов разделен на две части (Северои Южно-Татарский своды) и ограничен грабенообразными прогибами, с которыми связаны подвижные зоны кристаллического фундамента [Богданова, 1986]. К подвижным зонам приурочен дометаморфический базитовый магматизм, а центральную часть мегаблоков занимают геодинамические обстановки гранито-гнейсовых куполов. Гранито-гнейсовые купола являются прообразами континентальной коры, а подвижные пояса рассматриваются в качестве реликтов древней океанической коры, которые были изменены процессами метаморфизма. В архее и начале протерозоя их породные комплексы подверглись региональному метаморфизму гранулитовой фации, а на регрессивном этапе в протерозойское время – изменениям амфиболитовой фации. Формирование породных комплексов в пределах различных геодинамических обстановок происходило в результате дифференциации первичной коры, имеющей изначально базит-ультрабазитовый состав.

В основу настоящей работы положены результаты минералого-петрографического и геохимического исследования метаморфических пород в пределах Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, слагающих участки земной коры подвижных поясов и гранулитогнейсовых ядер. Исследование химического состава пород, включая РЗЭ, проводилось при помощи РФА и ИСП МС. Петрографический и минеральный состав пород изучен методами оптической и электронной микроскопии. Для выяснения первичного генезиса метаморфических пород Степноозерского амфиболит-гнейсового массива был изучен комплекс РЗЭ. По геохимическим данным произведена их сравнительная характеристика с породами главных структурно-вещественных комплексов кристаллического фундамента – отрадненской и большечеремшанской серий.

Архейские метаморфические комплексы представлены преимущественно сериями пород первично-магматогенного и первично-осадочного происхождения (соответственно, отрадненская и большечеремшанская серии) а также толщей высокожелезистых пород сулеевского комплекса [Богданова, 1986; Хасанов, 1991; Лапинская и др., 1992; Муслимов, Лапинская, 1996]. Высокожелезистые породы занимают промежуточное положение между комплексами отрадненской и большечеремшанской серий. Чередование высокоглиноземистых и мафитовых пород большечеремшанской и отрадненской серий вскрыто сверхглубокой скважиной 20009 Ново-Елховской в купольной части Южно-Татарского блока, расположенного в пределах гранулито-гнейсового ядра [Муслимов, Лапинская, 1996].

Отрадненская серия пород залегает в основании разреза раннего докембрия и является древнейшим известным в этом регионе стратиграфическим подразделением. Она сложена



Рис. 1. Изученные породы кристаллического фундамента: a) биотит-пироксеновый плагиогнейс (отрадненская серия); б) амфиболовый гнейс (Степноозерский комплекс).

комплексом магматогенных пород мафитового состава, представленных пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами и кристаллическими сланцами (рис. 1а). Предположительно, породы отрадненской серии представляют собой древний фундамент метаосадочной большечеремшанской серии.

Большечеремшанская серия четко выделяется по своему петрохимическому составу. Она представлена высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гнейсами биотит-гранат-силлиманит-кордиеритового состава с графитом. Большинством исследователей высокоглиноземистые образования рассматриваются как метаморфизованные песчано-глинистые осадки. Изотопный анализ углерода графитовых включений показал преобладание легкого изотопа, что указывает на биогенную природу графита [Хайртдинова, Мирзошоев, 2017]. В разрезе метаосадочных пород практически отсутствуют карбонатные породы.

Неясной первичной природой обладают гранитоидные комплексы, подвергшиеся существенному изменению минерального и отчасти химического состава в позднем архее и раннем протерозое в результате наложенных метаморфических и метасоматических процессов. Толща гранитоидных пород *Степноозерского амфиболито-гнейсового комплекса*, сложенная, в основном, биотит-, амфибол- и пироксенсодержащими гнейсами, плагиогнейсами и редко кристаллосланцами (рис. 16), вскрыта в зоне подвижных поясов (Мелекесская впадина) рядом параметрических скважин.

Сравнение химического состава главных метаморфических комплексов кристаллического со фундамента показало, что их состав, в целом, близок химическому составу современной океанической коры, но при этом характеризуется несколько меньшими содержаниями FeO, MgO и CaO при повышенных SiO₂, K₂O и Na₂O. Эту особенность можно объяснить процессами мигматизации исходных базитовых пород, которые сопровождались привносом SiO₂, K₂O и Na₂O. В высокоглиноземистых породах большечеремшанской серии наблюдаются более высокие относительно океанической коры содержания SiO₂ и Al₂O₃, что связано с гипергенным разрушением мафитовых пород и накоплением этих компонентов в первичных водоемах в составе кварц-полевошпатовой обломочной компоненты. Большечеремшанская серия, в отличие от пород отрадненской серии и Степноозерского амфиболит-гнейсового комплекса, имеет первично осадочную природу [Муслимов, Лапинская, 1996].

РЗЭ обладают высокой степенью информативности для изучения природы метаморфических пород [Haskin et al.; 1966, Condie, 1981]. Особенности их распределения в магматических породах заключаются в том, что при дифференциации расплава легкие РЗЭ отлагаются



Рис. 2. Концентрации РЗЭ в метаморфических породах докембрийского фундамента, нормированные к океанической коре [Балашов, 1976].

преимущественно в салических минералах (полевые шпаты), а тяжелые – в фемических (пироксены, амфиболы, биотиты) [Haskin et al., 1966; Condie, 1981; Khasanov et al., 2019]. Однако в метаморфических породах распределение РЗЭ более сложное. Оно подвержено множеству факторов, которые связаны с процессами образования и преобразования этих пород, в результате чего происходит многократное фракционирование РЗЭ [Condie, 1976]. Разделение РЗЭ в процессах регионального метаморфизма определяется градиентом температур, давлений, подвижностью H₂O, CO₂ и щелочных элементов отдельных фаций метаморфизма.

Для выяснения особенностей перераспределения РЗЭ в ходе метаморфизма и гранитизации гнейсов Степноозерского комплекса было произведено нормирование содержаний РЗЭ к океанической коре [Балашов, 1976] (рис. 2). РЗЭ в метаморфических породах рассматриваемой территории характеризуются повышенными концентрациями легких лантаноидов, которые связаны с плагиоклазами, КПШ и монацитом. В то же время, вскрытая параметрическими скважинами толща амфиболовых гнейсов Степноозерского комплекса содержит реликтовые зерна пироксена и характерные для магматогенных пород реликты фанеритовых структур. Это указывает на то, что исходными дометаморфическими породами были магматогенные образования отрадненской серии, составляющие древнее базит-ультрабазитовое основание. В архейское время они испытали метаморфизм гранулитовой фации. В раннем протерозое породы подверглись ультраметагенной проработке и частичной гранитизации, что привело к перераспределению РЗЭ.

Литература

Балашов Ю.А. Геохимия редких элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.

Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 244 с.

Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. Волго-Уральская нефтегазоносная провинция // Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР. Ч. 1. М.: Недра, 1992. 145 с.

Муслимов Р.Х., Лапинская Т.А. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности. Казань: Дента, 1996. 487 с.

Хайртдинова Л.Р., Мирзошоев Б.Р. Гранитогнейсовые комплексы кристаллического фундамента Южно-Татарского свода и их исходная природа // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 321–323. Хасанов Р.Р. Рудные минералы кристаллического фундамента Татарского свода, их типоморфизм и генетическое значение. Автореф. дис. к.г.-м.н. Казань, 1991. 24 с.

Condie K.C. Archean greenstone belts. Amsterdam, Oxford, New York, 1981. 435 p.

Condie K.C. Trace-element geochemistry of archean greenstone belts // Earth-Science Reviews. 1976. Vol. 12. Is. 4. P. 393–417.

Haskin L.A., Fray A.F., Schmitt R.A., Smith R.H. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions // Physics and Chemistry of the Earth. 1966. Vol. 7. P. 167–321.

Khasanov R.R., Mirzoshoev B.R., Galiullin B.M., Mullakaev A.I. Trace elements in the rocks of the mobile belts of the precambrian basement of the volga-ural oil and gas province // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2019. Vol. 19. Is. 1. P. 691–696.

В.В. Вантеев^{1, 2}, Е.В. Кислов^{1, 2} ¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ Vanteev997@mail.ru ² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Базальты района сапфироносной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Байкальская рифтовая система)

Россыпь Нарын-Гол расположена в западной части Джидинского рудного района. В геологическом отношении участок сложен отложениями верхнеордовикской джидинской свиты, связанными с Байкальской рифтовой системой «вершинными» базальтами стратовулканов неоген-четвертичного возраста (βN₂–Q₁) и «долинными» базальтами плиоцен-раннечетвертичного возраста (βN₂–Q₁), верхнеплейстоценовыми (Q_{1-II}) аллювиальными отложениями I и II надпойменной террасы и голоценовыми аллювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями [Генералов и др., 2012ф]. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель, псевдоморфозы гидроксидов железа по пириту [Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019]. Широкий набор минералов россыпи свидетельствует о нескольких источниках, преимущественно вулканогенных. Джидинское кайнозойское вулканическое поле исследовалось И.В. Антощенко-Оленевым [1975], тогда как Хобольская группа вулканов района россыпи ранее детально не изучалась.

Петрографическая характеристика вулканических пород. «Долинные» вулканиты распространены в низовьях ручья Нарын-Гол и долине р. Дархинтуй и наблюдаются в виде валунного и галечного материала в аллювиальных и делювиальных отложениях. Они представлены темно-серыми массивными разностями без вторичных замещений с включениями мегакристов сапфира, оливина, санидина, энстатита, авгита и ксенолитов лерцолита. Характерна порфировая структура с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и пироксена. Структура основной массы интерсертальная, сложена микролитами плагиоклаза и пироксена с небольшим количеством вулканического стекла, подвергнутого ожелезнению.

«Вершинные» вулканиты распространены в верхнем и среднем течении ручья Нарын-Гол, а также слагают Правый Барун-Хобольский стратовулкан и продукты его извержения. Они представлены, преимущественно, красными и серыми спекшимися туфами. В них наблюдаются мегакристы сапфира и санидина, ксенолиты лерцолитов. У подножия вулкана в обрывах среднего и верхнего течения ручья Нарын-Гол обнажаются лавовые потоки и покровы пирокластического материала. Характерна витрокластическая структура с небольшим количеством кристаллокластов санидина и плагиоклаза изометричной формы.

Таблица

Химический состав вулканитов района россыпи Нарын-Гол, мас. %

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
			«До	линные>	> базаль	ты и тра	хибазал	ІЬТЫ			1	
Dar-1	44.70	2.70	14.40	4.42	7.64	0.25	8.80	9.28	3.25	1.19	0.82	100.22
Dar-3	47.40	2.39	15.70	3.75	7.00	0.17	6.46	6.96	5.27	3.12	1.05	99.87
Dar-4	47.10	2.43	15.80	3.61	7.40	0.16	6.34	6.90	5.36	3.10	1.04	99.76
Dar-7	44.70	2.65	14.10	3.32	8.52	0.19	9.74	9.36	3.24	1.22	0.68	99.97
Dar-8	44.50	2.63	15.00	3.29	8.44	0.19	9.56	9.27	3.28	1.19	0.69	100.32
Dar-13	45.30	3.08	15.00	4.12	8.36	0.19	7.48	8.08	4.59	0.85	0.85	100.01
Dar-14	45.40	3.11	15.10	4.60	7.80	0.19	7.18	8.14	4.55	0.86	0.87	99.79
DH-4-1	46.90	2.57	15.70	3.50	7.32	0.16	6.90	7.35	4.97	2.89	0.98	99.77
Zak-4	44.5	2.68	14.4	4.03	7.76	0.2	8.7	9.48	3.33	1.66	0.85	100.25
Zak-6	44.5	2.64	14	2.76	8.92	0.19	9.8	9.62	2.44	1.67	0.64	99.81
Zak-8	44.3	2.78	14.5	5.9	6.24	0.19	7.9	9.33	3.59	1.12	0.91	100.19
ZakTH-1-1	47.1	2.35	14.8	2.8	8.32	0.2	9.1	9.07	2.39	1.38	0.53	99.96
Zak-5	44.7	2.7	13.9	3.31	8.76	0.2	9.86	9.39	2.28	1.61	0.66	100.2
Zak-3	44.6	2.63	13.6	2.87	9.32	0.19	10.38	9.27	2.49	1.75	0.7	100.24
Zak TH-1-2	44.5	2.78	14.6	5.11	7.2	0.18	7.79	8.83	3.38	1.25	0.9	99.72
				«Верш	инные»	фоноте	фриты					
BH-1-19	46.20	2.45	15.40	3.18	8.00	0.17	7.28	7.66	4.76	2.57	1.03	99.35
N-1-19	47.50	2.29	16.00	6.94	3.96	0.19	4.98	6.13	5.38	3.59	1.16	99.26
N-2-19	47.70	2.33	16.20	8.43	2.76	0.18	5.06	6.12	5.59	3.49	1.16	99.81
N-3-19	47.20	2.31	16.20	10.24	0.76	0.16	5.14	6.18	6.52	1.53	1.14	99.78
N-4-19	47.60	2.37	16.10	6.88	4.16	0.16	5.58	6.40	5.31	3.45	1.12	99.77
N-12-19	46.10	2.59	14.60	6.34	6.08	0.58	7.70	9.00	2.37	1.62	0.54	100.20
Zak 9/4	46.9	2.39	16.1	11.37	0.24	0.17	5.62	6.76	5.43	3.06	1.08	100.07
Zak 7/3	47.1	2.29	16.2	11.16	0.4	0.16	5.18	6.29	5.88	3.65	1.14	100.01
Zak 9/5	46.5	2.34	15.8	11	0.16	0.16	5.86	7.32	5.98	3.07	1.06	100.25
Zak 7/2	47.1	2.3	16.2	9.94	1.6	0.17	5.12	6.24	5.68	2.76	1.18	99.89
Zak 7/1	47.1	2.39	16.2	4.37	6.68	0.17	60.4	6.67	5.35	3.34	1.07	100.6
Zak 7/4	47.4	2.37	16.2	7.96	3.48	0.17	5.4	6.38	5.38	3.35	1.11	100.15
Zak 9/2	46.2	2.36	16.1	5.45	5.64	0.17	5.95	6.9	5.3	3.16	1.05	99.31
Zak 7/1-1	47.2	2.31	16.3	7.72	3.76	0.18	5.04	6.18	5.1	3.62	1.15	99.68

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН фотометрическим, титриметрическим, гравиметрическим, ионометрическим, пламенно-фотометрическим методами, аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун.

Петрохимическая характеристика вулканических пород. Вулканиты района россыпи Нарын-Гол принадлежат известково-щелочным базальтоидам. «Вершинные базальты» по химическому составу относятся к высокощелочным фонотефритам, «долинные» к базальтам и трахибазальтам. Петрохимические данные свидетельствуют о том, что эти вулканиты высококалиевые, что характерно для эффузивов континентального рифта. Содержания K_2O в «вершинных» вулканитах (2.5–4.0 мас. %) выше, чем в «долинных» (1–2 мас. %) (табл.). На основании полученных данных установлена эволюция составов вулканитов района россыпи Нарын-Гол: с ростом содержания SiO₂ происходит падение концентраций TiO₂ и CaO при увеличении Al_2O_3 и значений общей щелочности. «Долинные» вулканиты содержат более высокое количество TiO₂ (2.6–2.8 мас. %), чем «вершинные» (2.3–2.5 мас. %). Эта же тенденция наблюдается и для CaO: 8.5–9.75 мас. % у «долинных» и 6.0–7.25 мас. % у «вершинных». Содержания Al₂O₃ в «вершинных» вулканитах составляют 15.5–16.5 мас. %, в «долинных» – 13.5–14.7 мас. %. «Вершинные» вулканиты по отношению к «долинным» обогащены FeO: 6.3–9.3 и 0.16–6.2 мас. %, соответственно. Обратная тенденция наблюдается для Fe₂O₃: 2–6 и 4.3–11.2 мас. %, соответственно.

Таким образом, вулканогенные образования участка Нарын-Гол образуют неоген-четвертичный щелочно-базальтовый стратовулкан Правый Барун-Хобол, небольшие лавово-шлаковые конусы, потоки лав и покровы базальтового и щелочно-базальтового пирокластического материала с включениями мегакристов и глубинных пород. Все вулканиты известково-щелочного ряда высококалиевые, что характерно для вулканитов континентальных рифтов. На участке выделяются два типа вулканитов – «долинные», по составу отвечающие базальтам и трахибазальтам, и «вершинные», по составу отвечающие фонотефритам. Выполненные исследования подтверждают выводы о том, что «вершинные» вулканиты при их разрушении являлись источником сапфира и санидина [Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019], а «долинные» – пироксенов и граната для россыпи Нарын-Гол.

Авторы признательны О.Ю. Коршунову за помощь в организации экспедиционных исследований. Работа выполнена в рамках темы НИР, № государственной регистрации АААА-А21-121011390003-9 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337) с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Литература

Асеева А.В., Кислов Е.В., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Сапфиры Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия): минеральные ассоциации и изотопные характеристики // Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии. Мат. V Всерос. научно-практ. конф., посв. 45-летию ГИН СО РАН. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2018. С. 34–36.

Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. М.: Наука, 1975. 128 с.

Генералов В.И., Марчук О.И., Симончук Б.А. Отчет о выполнении работ по объекту 1-16/11 «Поисковые работы на абразивный корунд в Джидинском вулканическом районе (Республика Бурятия)». Иркутск, 2012ф. 134 с.

Aseeva A.V., Kislov E.V., Vysotskiy S.V., Korshunov O.Yu., Velivetskaya T.A., Coenraads R.R., Vanteev V.V., Karabtsov A.A., Yakovenko V.V. A new Russian sapphire discovery in the Naryn-Gol Creek placer deposits (Dzhida Flood Basalt, Baikal Rift System) // Australian Gemmologist. 2019. Vol. 27. N 1–2. P. 20–26.

> *А.В. Трофимов^{1, 2}, Е.В. Кислов^{1, 2}* ¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ trofimlurk@gmail.com ² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Петрология Кивельевского концентрически-зонального ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье

Кивельевский массив расположен на водоразделе северо-западного берега оз. Байкал и р. Горемыка в 13 км южнее с. Байкальское Северо-Байкальского района Республики Бурятии. В результате поисково-оценочных работ никеленосности интрузива дана отрицательная оценка, но канавы на вершине г. Кивельевская сопка вскрыли непромышленные хромовые руды [Руденко и др., 1965ф]. Массиву посвящены единичные исследования [Гурулев и др., 1980; Балыкин и др., 1986], поэтому целью работы является характеристика его пород.

Интрузив 6.0 × 2.5 км вытянут в северо-восточном направлении. В центральной части находятся тела дунитов и перидотитов, наибольшее из которых имеет размер 1.2 × 2.5 км. Основные породы представлены габбро, амфиболовыми и оливиновыми габбро, троктолитами, габброноритами, анортозитами.

Дуниты и перидотиты перемежаются друг с другом. К ним приурочены хромититы полосчатые и массивные, по характеру распределения рудного компонента вкрапленные, густовкрапленные и сплошные. Дуниты сложены оливином и хромшпинелидом, наряду с которыми отмечаются плагиоклаз, клинопироксен и амфибол. Породы значительно серпентинизированы, что отражается в проявлении петельчатой структуры. Оливин представлен реликтовыми зернами среди преобладающего серпентина. Серпентин слагает листоватые и волокнистые агрегаты. Клинопироксен также серпентинизирован, встречается в виде реликтов. Кристаллы хромшпинелида крупные, нередко содержат силикатные включения, определение состава которых планируется в дальнейшем.

Перидотиты сложены оливином, клинопироксеном, в качестве акцессорных минералов отмечаются магнетит и хромшпинелид. Структура пород панидиоморфнозернистая, степень серпентинизации преимущественно высокая: породообразующие минералы интенсивно замещены волокнистыми агрегатами серпентина. В отдельных образцах отмечается пойкилитовая структура, когда крупные зерна пироксена содержат включения оливина, серпентинизированного по трещинам. Хромшпинелид нередко образует октаэдрические кристаллы, содержит силикатные включения.

Основные породы массива сложены оливином и плагиоклазом; второстепенные минералы – амфибол и клинопироксен при практически полном отсутствии ортопироксена. Плагиоклаз отличается высокой основностью, в оливиновых габбро и троктолитах плагиоклаз содержит 83 % анортитового компонента [Балыкин и др., 1986].

Структура габбро панидиоморфная, реже аллотриоморфнозернистая. Наблюдается интенсивная соссюритизация плагиоклаза. В слабоизмененных образцах плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами, идиоморфными по отношению к клинопироксену. В измененных образцах плагиоклаз и клинопироксен образуют зерна, не имеющие характерных кристаллографических очертаний. Присутствует акцессорный магнетит.

Структура оливинового габбро аллотриоморфнозернистая. Иногда встречаются идиоморфные, чаще всего вытянутые зерна основного плагиоклаза. Оливин нередко идиоморфен по отношению к плагиоклазу и клинопироксену. Плагиоклаз в основной массе соссюритизирован, относительно неизмененные зерна встречаются редко. По оливину в некоторых случаях наблюдается слабая серпентинизация.

По содержанию SiO₂ (36–38 мас. %) и щелочей (0.05–0.08 мас. %) дуниты массива относятся к ультраосновным породам нормального ряда и характеризуются низкой глиноземистостью (#Al – 9 %), умеренной магнезиальностью (# Mg – 70 %), низкой титанистостью (#Ti <1 %) (табл.). В целом, породы Кивельевского массива сходны по составу с дунитами концентрически-зонального Маринкина массива [Кислов, Каменецкий, 2021] при содержании MgO, в среднем, на 6–8 мас. % ниже, чем в породах Кивельевского массива.

Перидотиты Кивельевского массива по содержаниям кремнезема (47–36 мас. %) и щелочей (0.05–0.32 мас. %) относятся к ультраосновным породам нормального ряда. Для них характерна умеренная магнезиальность (#Mg – 53 %), низкая глиноземистость (#Al – 9 %), низкая титанистость (#Ti <1 %).

Габбро и оливиновое габбро по содержанию кремнезема (47–55 мас. %) и щелочей (0.07– 4.00 %) относятся к основным породам нормального ряда щелочности. По сравнению с уль-

Таблица

Химический соста	в пород Кивельевского массива,	мас. %
------------------	--------------------------------	--------

№ обр.	Поро- да	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
K-1-1		37.60	0.04	4.60	7.11	5.68	0.06	32.76	0.51	0.06	< 0.01	< 0.10	11.43	99.85
К-1-4		38.30	0.06	4.70	4.83	6.80	0.08	32.16	1.27	0.03	0.02	< 0.10	11.16	99.39
К-1-5		38.10	0.05	2.40	8.52	6.64	0.08	32.19	0.55	0.04	< 0.01	< 0.10	10.92	99.49
К-1-6		36.80	0.07	4.60	6.97	5.88	0.10	33.00	0.25	0.05	< 0.01	< 0.10	11.61	99.33
К-1-7	Дунит	39.60	0.09	1.80	8.08	7.96	0.08	30.23	1.86	0.05	< 0.0	< 0.10	10.00	99.75
К-1-8		36.30	0.03	5.50	8.43	8.48	0.10	28.05	2.44	0.08	< 0.01	< 0.10	10.66	100.07
К-1-9		38.10	0.04	5.50	7.93	6.48	0.10	29.60	2.27	0.06	< 0.01	< 0.10	9.80	99.88
К-1-10		36.40	0.04	5.60	7.47	5.60	0.09	31.32	1.51	0.05	< 0.01	< 0.10	11.36	99.44
К-1-4-1		38.40	0.06	4.60	3.77	7.20	0.08	32.35	1.30	0.16	0.05	< 0.10	11.86	99.78
К-1-3	п	37.0	0.06	3.80	3.14	9.96	0.20	36.00	2.10	0.30	0.02	< 0.10	77.31	169.87
К-2-1	Пери-	37.10	0.09	2.70	7.34	9.20	0.14	31.08	0.38	0.05	< 0.01	< 0.10	11.32	99.4
К-2/10	дотит	36.30	0.06	5.40	6.74	7.84	0.12	30.76	0.79	0.07	< 0.01	< 0.10	11.57	99.65
К-2/2		47.30	0.61	16.70	3.86	5.60	0.19	8.52	12.74	1.26	0.12	0.13	3.16	99.94
K-2/4	01	43.70	0.31	18.50	2.77	5.36	0.15	10.80	12.56	1.45	0.30	< 0.10	4.30	99.9
K-2/5	OI Tagara	48.50	0.80	15.60	4.07	7.00	0.19	7.64	10.00	2.40	0.47	0.15	3.20	99.4
К-2-7	гаооро	43.60	1.58	14.90	2.64	7.80	0.25	6.25	7.86	0.09	4.43	0.17	10.25	95.22
К-2/8		49.00	1.12	14.90	3.52	6.5	0.19	7.40	11.14	3.18	0.57	< 0.10	2.71	99.66
К-2/3		40.40	< 0.02	23.80	2.96	3.44	0.11	9.54	14.06	0.80	0.09	< 0.10	4.98	100.09
К-2/6	F-66	55.00	0.29	7.20	1.04	4.56	0.31	5.56	14.10	2.26	0.61	< 0.10	9.39	99.71
К-2/9	1 аборо	50.50	1.02	15.20	4.13	7.40	0.23	5.99	9.39	2.49	0.45	0.18	2.92	99.27
К-2/3-1		41.10	< 0.02	25.60	1.94	3.36	0.09	7.32	15.00	1.31	0.16	< 0.10	4.23	99.95

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН фотометрическим, титриметрическим, гравиметрическим, ионометрическим, пламенно-фотометрическим методами, аналитики Б.Б. Лыгденова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун.

трамафитами отмечается повышенная глиноземистость: #Al – 91 % для оливиновых габбро и 87 % – для габбро. Для пород характерна умеренная железистость: #Fe – 55 % для оливиновых габбро и 53 % – для габбро, и низкая титанистость – #Ti <1 %.

Таким образом, среди ультраосновных пород концентрически-зонального Кивельевского массива преобладают дуниты, в меньшей мере, развиты перидотиты. Породы в разной степени серпентинизированы, в некоторых случаях породообразующие минералы практически полностью замещены серпентином. С дунитами массива связано хромитовое оруденение. Ультраосновные породы по химическому составу относятся к породам нормального ряда, обладают умеренной магнезиальностью, низкими глиноземистостью и титанистостью. Основные породы, в целом, обладают умеренной железистостью, железо преобладает над магнием, высокой глиноземистостью и низкой титанистостью. Для них характерны существенные вторичные изменения плагиоклаза и оливина. Габбро и оливиновые габбро имеют четкие отличия от гипербазитов по содержаниям SiO₂, Al₂O, и MgO.

Работа выполнена по государственному заданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337). Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Литература

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

Гурулев С.А., Конников Э.Г., Трунева М.Ф. Хромитовое оруденение в полевошпатовых гипербазитах северного Прибайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980. С. 50–51.

Кислов Е.В., Каменецкий В.С. Маринкин концентрически-зональный массив, Средне-Витимская горная страна: петрология и рудообразование // Петрология. 2021. В печати.

Руденко В.Н., Косарев В.М., Трепалин А.И. Геологическое строение и перспективы Слюдинского, Кивельевского, Орколиканского, Неручандинского, Окунайского и Право-мамского базит-гипербазитовых массивов на сульфидный никель. Отчет Неручандинской поисковоревизионной партии за 1964 г. Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1965ф. 119 с.

> **Е.А. Зубакова** Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск zybakovaea@igm.nsc.ru

Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия) (научный руководитель – д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич)

Ханинский массив расположен на юго-западе Алдано-Станового щита, на правом берегу р. Хани в непосредственной близости от БАМ. Массив представлен преимущественно пластовыми и линзовидными телами пироксенитов, в разной степени обогащенных апатитом, флогопитом и рудными минералами (сульфиды, магнетит). Породы залегают в глубокометаморфизованных породах олекминской серии. Среди пироксенитов отмечаются тела карбонатпироксен-полевошпатового и пироксен-полевошпатового составов. Пироксениты рассечены дайками оливиновых лампроитов [Владыкин, 2001]. Возраст пироксенитов, определенный Pb-Pb (апатит) и K-Ar (амфибол) методами [Неймарк и др., 1984], равен 1850 ± 20 и 1870 ± 50 млн лет, соответственно. U-Pb возраст циркона из дайки оливиновых лампроитов – 2702 ± 12 млн лет [Владыкин, Лепехина, 2009].

Существуют две точки зрения на происхождение пород Ханинского массива. Согласно одной, породы сформированы в результате метаморфизма осадочных толщ [Гулий, 1985]. В противоположность этому, породы Ханинского массива были отнесены к формации калиевых щелочных пород, имеющих высокотемпературный магматический генезис [Прошенкин, Кузнецова, 1988]. На основании изучения расплавных и флюидных включений [Панина и др., 1987а, 6] предположили, что пироксениты образовались в результате смешения высокотемпературных (1300–1200 °C) расплавов щелочно-базальтоидного и низкокремнисто-карбонатного составов. Целью данной работы является определение минерального состава пород и изучение химического состава минералов современными методами.

Пироксениты – среднезернистые породы с пан- или гипидиоморфной структурой. Они сложены преимущественно клинопироксеном (60–80 %), апатитом (до 10 %), флогопитом (до 10 %). Второстепенными и акцессорными минералами являются амфибол, титанит, циркон, магнетит, ильменит, кальцит, целестин, барит, анкилит-Се, монацит-Се, сульфиды (пирит, халькопирит). В результате вторичных процессов по первичным минералам развиваются минералы группы эпидота-алланита и цеолита. Карбонат-полевошпатовые породы имеют мелко- среднезернистую структуру, массивную или полосчатую текстуру. Породы сложены варьирующими количествами кальцита и калиевого полевого шпата, второстепенными и ак-



Рис. 1. Структуры изученных пород: а, б) пироксенит; в, г) карбонат-полевошпатовая порода; д, е) дайка ультраосновных пород. Проходящий свет. Фото б, г, е – николи скрещены.

цессорными минералами являются клинопироксен, фторапатит, флогопит, титанит, амфибол, циркон, минералы группы эпидота-алланита, целестин, барит, анкилит-Се, торит, пирит, гематит. Дайки ультраосновных пород сложены флогопитом, апатитом, клинопироксеном. Второстепенными минералами являются оливин, магнетит, кальцит, сульфиды (пирит, пирротин, пентландит). Среди акцессорных минералов отмечены монацит-Се, ильменит, барит, целестин. Вторичными минералами являются минералы группы серпентина и хлорита.

На тройной диаграмме Aeg-Di-Hed эволюция составов *пироксенов* из различных типов пород идет вдоль линии диопсид-геденбергит с незначительным увеличением эгиринового минала. Такой тренд является характерным для пироксенов щелочного ряда (рис. 2а). Исключением является образец дайки ультраосновных пород, в котором зерна клинопироксенов представлены практически чистыми диопсидами. В минерале полностью отсутствует Al₂O₃.

Флогопит встречается везде, кроме карбонат-полевошпатовых пород. Особенностью минерала является повышенное содержание BaO (до 2.5 мас. %). По соотношению Al-Mg-Fe слюды из пироксенитов соответствуют флогопиту (рис. 26). В отличие от них, у флогопитов из дайки ультраосновных пород понижены содержания Al₂O₃, хотя другие Al₂O₃-содержащие минеральные фазы в образце не наблюдаются.

Согласно [Leak et al., 1997], амфибол в карбонат-полевошпатовых породах относится к актинолиту либо к магнезиальной роговой обманке, в то время как в пироксенитах, помимо данных минеральных фаз, встречается магнезиогастингсит или эденит. Амфибол из образца дайки ультраосновных пород по соотношениям элементов соответствует тремолиту.

Апатит встречается во всех типах пород, его количество варьирует от 5 до 25 об. %. Он образует скопления и прожилки, также может встречаться в виде включений в клинопироксене. По составу относится к фторапатиту. Для минерала из пироксенитов и ультраосновных пород дайки характерны повышенные содержания SrO (в среднем, 0.67 мас. %). По сравнению с ними фторапатит карбонат-полевошпатовых пород обогащен SO₃ (до 1.5 мас. %). SrO (0.9 мас. %), ЛРЗЭ (до 1.5 мас. %).



Рис. 2. Классификационные диаграммы составов щелочных клинопироксенов в координатах Aeg-Di-Hed (a) и флогопитов в координатах Al-Mg-Fe (б).

Титанит распространен во всех типах пород, кроме ультраосновной дайки. Минерал в пироксенитах образует оторочки вокруг зерен магнетита. Кроме того, титанит формирует самостоятельные кристаллы конвертовидной формы в основной массе породы. Особенностью минерала является присутствие примесей оксидов V (до 0.5 мас. %) и ЛРЗЭ (до 1.5 мас. %). В карбонат-полевошпатовых породах титанит представлен конвертовидными зональными кристаллами, зональность которых также обусловлена вариациями примесей оксидов V (до 0.4 мас. %) и ЛРЗЭ (до 3 мас. %).

Карбонат присутствует во всех разновидностях пород, представлен кальцитом и всегда содержит примесь SrO (до 0.7 мас. %).

Магнетит присутствует в дайках ультраосновных пород и пироксенитах, в последних он, как правило, обрастает оторочкой титанита. Магнетит содержит примесь V_2O_3 (до 0.5 мас. %), TiO₂ – ниже предела обнаружения.

Калиевый полевой шпат распространен в карбонат-полевошпатовых породах, и реже, в пироксенитах. Калиевый полевой шпат содержит пертитовые вростки альбита, характеризуется наличием примесей оксидов Sr (до 1 мас. %) и Ba (до 6 мас. %).

Сульфаты Ba и Sr представлены баритом и целестином, которые по химическому составу близки теоретическому, однако в некоторых образцах пироксенитов встречаются богатые Sr разности, такие как баритоцелестин.

Оливин с преобладанием форстеритового компонента встречается только в дайках ультраосновных пород, частично замещен.

Эпидот встречается практически повсеместно в породах Ханинского массива, за исключением даек ультраосновных пород. Выделяются две разновидности минерала – алланит-эпидот и Sr-эпидот (SrO, в среднем, 12.6 мас. %), которые встречаются одновременно. Содержания РЗЭ в алланит-эпидоте достигают 20 мас. %.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы. Пироксениты и карбонатполевошпатовые породы по минеральному составу и его особенностям сходны с таковыми калиевых щелочных комплексов. Кроме того, особенности химического состава минералов сходны, что указывает на генетическое родство пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород. Дайки ультраосновных пород отличаются повышенной магнезиальностью таких минералов как клинопироксен, флогопит и амфибол. Также важно отметить, что, в отличие от пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород, для дайки характерно наличие оливина, что может указывать на отсутствие дифференциации расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 19-17-00019.

Литература

Владыкин Н.В. Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников // Иркутск: ИрГТУ, 2001. 250 с.

Владыкин Н.В., Лепехина Е.А. Возраст необычных ксеногенных цирконов из кимберлитов Якутии // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 6. С. 774–778.

Гулий В.Н. Минералогия и генезис апатитопроявлений юго-западной части Алданского щита (бассейн р. Хани). Автореф. дис. к.г.-м.н. Л., 1985. 24 с.

Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // Доклады Академии наук СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 713–717.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н. Формирование пород Ханинского массива (Алданский щит) по данным изучения химизма расплавных включений // Геология и геофизика. 1987а. № 8. С. 50–62.

Панина Л.И., Прошенкин И.Е., Булгакова Е.Н., Усольцева Л.М. Ханинский массив ультраосновных – средних пород и его генезис (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1987б. № 6. С. 39–49.

Прошенкин И.Е., Кузнецова И.К. Некоторые особенности породообразующих минералов Ханинского массива // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 85–92.

Leak B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W. D., Gilber M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

А.А. Чупрова¹, Р.А. Бадмацыренова^{1,2}, А.А. Батуева¹ ¹– Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ ²– Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ brose@ginst.ru

Апатитовая минерализация Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье: данные ЛА ИСП МС анализа

Ошурковский массив расположен в юго-западном Забайкалье в 20 км от г. Улан-Удэ и занимает площадь 14 км². В формировании массива выделяются три главные фазы: на раннем этапе кристаллизовались габброиды, затем – сиениты и на завершающем этапе – дайки базитов, включая лампрофиры (спессартиты, вогезиты, керсантиты). В массиве установлено несколько жил карбонатитов, которые рассечены многочисленными дайками апплитовых гранитов и гранитных пегматитов [Ласточкин и др., 2012]. Это единственный массив базитов на этой территории, имеющий раннемеловой возраст, связанный с позднемезозойским этапом рифтогенеза.

Ошурковский массив представляет собой реликтовый массив амфиболитизированного апатитоносного габбро, имеющий удлиненную форму с северо-запада на юго-восток (рис.). В массиве сохранились реликты пироксенового габбро с отдельными участками амфиболбиотит-плагиоклазовых гнейсов и мигматитов. Юго-западный, северный и южный контуры габброидов примыкают к гранитоидам, а восточный перекрывается четвертичными отложе-


Рис. Схематическая геологическая карта Ошурковского месторождения апатита [Тяжелов, 1986]. 1 – четвертичные отложения; 2 – метапороды итанцинской свиты верхнего протерозоя; 3 – мезократовые метагабброиды; 4 – меланократовые метагабброиды; 5 – лейкократовые метагабброиды; 6 – габброидные дайки; 7 – дайки аплитов и гранитных пегматитов; 8 – граниты лейкократовые; 9 – сиениты (краевая фация гранитов); 10 – линии разрывных нарушений (а – установленные, б – предполагаемые).

ниями р. Селенга [Царев, Батуева, 2013]. Вдоль юго-западной границы с гранитами обнажаются останцы выходов амфибол-биотитовых сиенитов.

Апатит – один из главных породообразующих минералов габброидов, содержание которого колеблется от 2–3 до 6–10 %, более 15 % отмечено лишь в единичных пробах, тяготеющих к центральной части месторождения. В зонах гидротермального изменения и участках развития апатитовых сиенитов содержание апатита увеличивается до 40–45 %. В пределах массива можно выделить несколько сближенных участков шириной 100–400 м и длинной до 500–600 м с содержанием P_2O_5 5–6 мас. %. Среди габброидов апатит концентрируется в меланократовых мелко- и среднезернистых разновидностях. В мезократовых разновидностях

габброидов, как правило, апатит не содержится. Наиболее высокое содержание апатита (до 50 %) характерно для зон брекчирования, дробления и интенсивного метаморфизма. По форме выделения и взаимоотношениям с главными породообразующими минералами выделяются две генетические разновидности апатита – акцессорный и метасоматический. Акцессорный апатит встречается в виде единичных иголок или призм размерами 0.01–0.07 мм и образует пойкилитовые включения внутри полевых шпатов и рудных минералов, а также присутствует в промежутках между ними. Значительная часть апатита, присутствующего в породах Ошурковского массива, относится к метасоматическому апатиту, среди которого выделены две морфологические разновидности: кристаллически-зернистый и призматический [Смирнов и др., 1968].

Нами проанализированы апатиты двух морфологических разновидностей (кристаллическиски-зернистый и призматический) из габбро Ошурковского массива. Концентрации основных компонентов в апатите определялись на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP с ЭДС INCA Energy 350 (ЦКП ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик Е.В. Ходырева). В составе апатита определены (мас. %): 53.46–57.07 СаО, 41.06–43.24 P₂O₅, 2.47–3.31 F, 0.26–0.32 Cl, 0.95–1.22 SO₂. Концентрации FeO, MgO, ВаО находятся ниже предела обнаружения.

Концентрации микроэлементов (Li, B, Sc, V, Cr, Mn, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, P3Э, Hf, Pb, Th и U) в апатите проанализированы методом ЛА ИСП МС на многоколлекторном массспектрометре Finnigan MAT 262 (ЦКП ИГХ СО РАН, Иркутск, аналитик Н.В. Брянский). Апатит из габброидов Ошурковского массива содержит (г/т) 0.52–1.38 Li, 3.44 B, 0.35–0.41 Sc, 8.9–25 V, 0.84–5.29 Cr, 440–491 Mn, 1.95 Ni, 0.12 Rb, 9844–11657 Sr, 138–160 Y, 6.2–9.4 Zr, 6.6–15.24 Ba, 0.03–0.08 Hf, 12.24–14.9 Pb, 19–21.74 Th, 5.9–66 U. По содержаниям U, Th, P3Э и Sr изученные апатиты близки таковым из карбонатитов [Belousova et al., 2002]. В апатитах содержания P3Э составляют 8156–9546 г/т, и наблюдается обогащение легкими P3Э по сравнению с тяжелыми ((La/Yb)n = 203–226). Отношение Eu/Eu* варьирует от 0.85 до 0.90, что говорит о дифференцированности расплава [Леснов, 2009]. Таким образом, можно сделать вывод, что апатит является главным минералом-концентратором F, SO₃, P3Э, Li, Sr в габбро Ошурковского массива.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 р а).

Литература

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Амфиболы в породах Ошурковского массива // Вестник БНЦ СО РАН. 2011. № 2. С. 155–162.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 2. Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Гео, 2009. С. 103–113.

Смирнов Ф.Л., Костромин С.В., Жукова Г.В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 295–300.

Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Известия АН СССР. Сер. геол. 1986. № 7. С. 47–55.

Царев Д.И., Батуева А.А. Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск: Гео, 2013. 135 с.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Vol. 76. Is. 1. P. 45–69.

ЧАСТЬ 6. НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ И АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Л.Я. Кабанова, М.А. Корекина

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс maria@mineralogy.ru

Особенности формирования кремнеземного сырья гор Аптечной и Орлова (Средний Урал)

При возрастающем спросе на высококачественное кремнеземное сырье для нужд строительной, металлургической и других отраслей промышленности актуальной является задача поиска новых перспективных месторождений [Анфилогов и др., 2015; Кабанова и др., 2017; Игуменцева и др., 2019; Корекина и др., 2020]. К основным объектам кремнеземного сырья наряду с месторождениями кварца и кварцитов относятся месторождения кварцевых песчаников с высоким содержанием SiO₂ (до 99.9 мас. %). Песчаники, как правило, образуют пластовые тела разной мощности и протяженности, для них также характерен невыдержанный минеральный состав, обусловленный особенностями их формирования. Следует отметить, что на фоне большого количества публикаций по традиционным объектам кварцевые песчаники до последнего времени остаются слабоизученными.

На Среднем Урале расположены два крупных объекта, сложенные кварцевыми песчаниками с содержанием SiO₂ 96.6–96.8 мас. % [Кармазин, 1935ф]. Они слагают вершины горы Аптечная и горы Орлова, расположенных в окрестностях г. Нижние Серги. Песчаники залегают среди кремнистых пород и имеют нестабильный минеральный состав, что значительно затрудняет их промышленную разработку. Основная цель данной работы – определить минералогический состав кварцевых песчаников гор Аптечной и Орлова, а также установить температурные интервалы их формирования на основе изучения минералогических и термобарогеохимических особенностей.

В геологическом отношении горы Аптечная и Орлова локализуются в пределах Бардымского сегмента Лемвинской структурно-формационной мегазоны, среди пород заставкинской свиты (D₂z) [Гаврилова и др., 2008; Иванов, Пучков, 1986]. Породы заставкинской свиты представлены толщей кварцевых песчаников с подчиненными прослоями кремнистых пород. Песчаники слагают вершины гор, наряду с глинистыми сланцами и алевролитами [Легенда..., 1998; Стратиграфические..., 1993].

Кварцевые песчаники горы Орлова темно-серого, почти черного, серого, желтовато- и буровато-серого цвета с пятнистыми обособлениями. Участками они сложены халцедоном с незначительной примесью глинистого материала либо – мелкозернистым кварцем с примесью мелких чешуек слюды. В шлифах песчаник характеризуется микро- и мелкозернистой структурой, брекчиевой, местами пористой текстурой. Участки существенно кварцевого состава (кварц 95–98 %, серицит 2–5 %, гематит 1–3 %) сложены мелкими зернами кварца, чешуйками бесцветной слюды и точечными зернами рудного минерала.

В породе иногда присутствуют поры округлой формы, выполненные волокнистым халцедоном и мелкозернистым кварцем. Наряду с порами встречаются округлые и округло-овальные обособления, сходные с порами, но которые в отличие от них имеют зубчатые ограничения. Это реликты радиолярий, а своеобразные зубчатые выступы – реликты шипов, часто подчеркнутые буроватой окраской железистых охр (рис. а). Иногда виден исходный опаловый скелет, но в большинстве случаев он превращен в халцедон. Внутренние полости скелета радиолярий выполнены волокнистым халцедоном, мелкозернистым кварцем (рис. б), иногда гидроксидами Fe. Можно предположить, что радиолярии были однокамерными, если полость скелета выполнена одним минералом, и многокамерными в случае выполнения несколькими минералами. Участки, сложенные халцедоном с небольшим количеством кристобалита, примесью чешуек слюды и рудного вещества, являются реликтами глинисто-кремнистого алевролита. В шлифах отчетливо видны взаимоотношения мелкозернистого кварцевого песчаника и глинисто-кремнистой породы. На границе этих пород кристаллы и зерна кварца нарастают на мелкие зерна-затравки халцедоново-кремнистой породы.

Кварцевые песчаники горы Аптечной макроскопически светло-серые, мелкозернистые породы, массивные, часто пятнисто окрашенные с пятнами и прожилково-линзовидными обособлениями более светлых или буровато-коричневых цветов, иногда полосчатые или слоистые. В шлифе порода представляет собой измененный, интенсивно окварцованный песчаник мелкозернистой структуры, массивной, местами пористой текстуры. Количественноминералогический состав породы: кварц 90–95 об. %, редкие зерна минералов и окатанные обломки пород – 5–10 об. %. Размер флюидных включений не превышает 2–5 мкм. Включений минералов в зернах нет. Пятнистые разности характеризуются присутствием интенсивно гематитизированных участков, в которых зерна кварца корродированы гематит-кварцевым или гематит-кремнистым цементом. Объем цемента переменный: в некоторых случаях количество его увеличивается до 60–65 об. %. Реликтовые зерна интенсивно корродированы, структура в этих местах псевдопорфировая. Редкие минералы представлены окатанными, часто деформированными зернами эпидота, чешуйками слюды (серицита), редкими зернами циркона и рудных минералов (магнетита и гематита), находящихся обычно в цементе, реже в зернах кварца.

Кварциты горы Аптечной светлые, плотные, массивные породы, тонко- мелкозернистые, иногда со слабовыраженной полосчатостью, местами косой, по-видимому, являющейся реликтовой слоистостью исходной породы. Прослеживается последовательность преобразования песчаника в кварцит, когда отдельные реликтовые зерна исходной породы находятся в мелкозернистой основной ткани, формируя псевдопорфиробластовую структуру. В процессе интенсивного окварцевания порода становится однородной и состоит из преобладающих



Рис. Кварцевый песчаник: а) реликты радиолярий в кварцевой части брекчии; б) выполнение внутренних полостей радиолярий волокнистым халцедоном или кварцем. Фото шлифов: а – без анализатора; б – с анализатором.

мелких зерен новообразованного кварца. В пустотах и полостях содержится переменное количество гематита.

Для оценки температур образования пород были проанализированы флюидные включения в плоскополированных пластинах толщиной 0.5–0.8 мм. Термометрические измерения выполнены в термокамере TMS-600 (Linkam) с программным обеспечением LinkSystem 32 DV-NC и оптическим микроскопом Olympus BX51, позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале от -196 до +600 °C (Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе, аналитик Н.К. Никандрова). Точность измерений составляет ± 0.1 °C в интервале температур от -20 до +80 °C и ± 1 °C – за пределами этого интервала.

В кварцевых песчаниках и кварцитах присутствуют двухфазные первично-вторичные флюидные включения размером 2–5, редко 10 мкм. Флюидные включения овальной, округлой формы, реже удлиненные, угловатые, образующие ленточные скопления и поля. Газовая вакуоль не превышает 40 % объема включения. Температуры гомогенизации включений из кварца кварцевых песчаников горы Орлова составляют 259–155 °C (n = 25, в жидкую фазу), кварцевых песчаников горы Аптечной – 275–100 °C (n = 19), кварцитов горы Аптечной – 311–153 °C (n = 20).

Породы горы Орлова представляют собой брекчированные песчаники, возникшие в процессе диагенеза и последующего преобразования глинисто-кремнистых алевролитов под воздействием растворов, содержащих Si и Fe. Реликты радиолярий, полости которых выполнены кремнистым материалом (халцедоном и мелкозернистым кварцем), иногда гематитом, и присутствие многочисленных жил кварцевого и гематит-кварцевого состава подтверждают этот вывод. Температуры образования песчаников соответствуют стадии диагенеза.

Кварцевые песчаники горы Аптечной образовались за счет кремнисто-глинистых алевролитов и аркозовых песчаников в процессе гидротермальной проработки, т. е. в процессе диагенеза органогенных радиоляриевых кремнистых пород и кремнистых осадков, в то время как тонко- мелкозернистые кварциты являются вторичными образованиями, возникшими в результате метаморфических преобразований кварцевых песчаников. Более высокие температуры гомогенизации флюидных включений, чем на горе Орлова, обусловлены дополнительным внешним прогревом пород.

Авторы выражают благодарность Н.К. Никандровой за проведение аналитических работ.

Литература

Анфилогов В.Н., Кабанова Л.Я., Игуменцева М.А., Никандрова Н.К., Лебедев А.С. Геологическое строение, петрография и минералогия месторождения кварцитов Бурал-Сарьдаг (Восточный Саян) // Разведка и охрана недр. 2015. № 7. С. 18–23.

Гаврилова С.П., Успенская Е.А., Градовский И.Ф., Малютип С.А. Силурийский вулканизм Бардымской структурно-формационной зоны (Средний Урал) // Известия высших учебных заведений «Геология и разведка». 2008. № 3. С. 14–21.

Иванов К.С., Пучков В.Н. Новые данные по геологии палеозоя Европейского склона Урала. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.

Игуменцева М.А., Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Штенберг М.В. Блинов И.А., Рыжков В.М. Кварцевые обособления в сланцах и амфиболитах Восточно-Уфалейской зоны как источник кварцевого сырья (Южный Урал) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 4. С. 588–597.

Кабанова Л.Я., Анфилогов В.Н., Игуменцева М.А. Петрографические особенности кварцитов хребта Алабия как возможный источник кварцевого сырья // Разведка и охрана недр. 2017. № 1. С. 19–25. Кармазин И.Д. Отчет по морфологическому и минералого-петрографическому изучению месторождений кварцитов Урала. Урал НИГРИ. Свердловск, 1935ф. 76 с.

Корекина М.А., Кабанова Л.Я., Рыжков В.М., Зайнуллина Р.Т. Монокварциты месторождения Бурал-Сарьдаг как источник для получения высокочистых кварцевых стекол // Минералы: строение, свойства, методы исследования. 2020. № 11. С. 137–138.

Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. (Составили тему В.В. Шалагинов, В.В. Стефановский) Екатеринбург, 1998.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой), принятые IV Уральским стратиграфическим совещанием. Екатеринбург, 1993.

Л.А. Ахматова Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург natali-kis.kis@mail.ru

Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов Алабашского проявления на Среднем Урале

(научный руководитель – д.г.-м.н. А.Ю. Кисин)

Участок Алабашка располагается в северо-западной внутренней части Мурзинского массива на площади хорошо известного Алабашского пегматитового поля. Площадь участка сложена амфиболитами, амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами, кварц-биотитовыми сланцами, прорванными многочисленными дайками гранитов и пегматитов [Кисин, Коротеев, 2017]. В делювиально-аллювиальных россыпях Нижнеалабашского лога благородный корунд имеет различное происхождение и различные источники, установление которых возможно по типоморфным признакам (внешний вид, химический состав и включения). В связи с этим изучение типоморфных признаков корунда из различных источников необходимо для их использования при производстве поисково-оценочных работ [Ахматова, 2020a, б]. Анализы розовых сапфиров и рубинов выполнены в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Н.С. Чебыкин). Химический состав рубинов и минеральных включений в них изучался с помощью СЭМ JeolJSM-6390LV с ЭДС X-Мах фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, и эмиссионном токе 85 мкА, рабочее расстояние 10 мм.

Рубины, встречающиеся в амфиболитах, можно разделить на две основные группы, различные по интенсивности окраски, прозрачности и включениям. Для первой группы характерна зональная окраска от ярко-розового до малиново-красного цвета, низкая прозрачность, обусловленная большим количеством включений паргасита и герцинита размером до 1 мм (рис. 1). В подавляющем большинстве зерен красным цветом окрашена именно центральная часть.

Во второй группе розовые сапфиры ярко-розового цвета с фиолетовым оттенком, розово-сиреневого, иногда почти серо-розового цвета. Часто не имеют включений, замутнены по причине сильной трещиноватости. Для обеих групп форма кристаллов неправильная, таблитчатая, с плохо выраженными гранями и закругленными ребрами. Редко развиты грани пинакоида. Характерна сильная кавернозность, что объясняется их скелетным, футлярным ростом. Также одним из основных дефектов рубина из амфиболитов являются трещины отдельности, образовавшиеся в результате механических деформаций. В длинноволновом ультрафиолетовом свете рубины хорошо люминесцируют ярко-красным цветом [Ахматова, 2020a, 6].



Рис. 1. Зерно рубина из амфиболита с включением Сг-паргасита.

Кристаллы первой группы являются наиболее интересными, т. к. часто обладают шелковистым отливом, что может дать эффект астеризма на камнях, обработанных в форме выпуклого кабошона. В ярко-красном рубине из амфиболита были обнаружены игольчатые включения рутила, ориентированные в трех плоскостях, что дает шелковистый отлив.

Центральная часть кристаллов обогащена Cr сильнее, чем краевая (рис. 2). В кристаллах розового сапфира из амфиболитов содержание Cr в центральной части зерна выше в пять раз, чем его содержание в краевой части. В розовых сапфирах из амфиболитов содержание Cr варьирует от 0.97 до 5.58 мас. % (табл. 1). Анализы №№ 4, 7, 10, 11, 15, отличающиеся от общей тенденции, подтверждают наличие зональной окраски кристаллов рубина и розовых сапфиров.



Рис. 2. Электронное изображение зонального рубина и точки анализов, справа график распределения Сг в рубине.

Таблица 1

Химический состав зонального крист	алла рубина из амфиболита (мас.	%))
------------------------------------	-----------------------------	------	----	---

№ анализа	0	Al	Cr
1	46.85	52.18	0.97
2	46.81	52.04	1.15
3	46.57	51.22	2.21
4	46.66	51.53	1.81
5	46.43	50.72	2.85
6	45.86	48.78	5.35
7	46.01	49.30	4.69
8	46.01	49.29	4.69
9	45.81	48.61	5.58
10	46.39	50.60	3.01
11	46.43	50.74	2.83
12	46.20	49.96	3.84
13	45.95	49.09	4.96
14	46.14	49.74	4.12
15	46.69	51.60	1.72
16	46.21	49.98	3.81
17	46.70	51.63	1.67
18	46.62	51.36	2.03
19	46.82	52.04	1.14

Примечание. Результаты анализов приведены к 100 %.

Таблица 2

Химический состав включений в рубинах из амфиболитов (вес. %)

Минерал	№ обр.	0	Mg	Al	Si	Ca	Ti	v	Cr	Mn	Fe	Zn	Zr	Hf
Пикотит?		33.9	0.4	18.1					20.2		22.5	5.0		
Пикотит?	1	27.0	0.8	18.3				0.3	24.3	0.4	24.8	4.0		
Пикотит?	1	30.9	0.8	16.6				0.3	24.7		23.7	3.1		
Пикотит?		33.2	0.7	22.7					14.5		23.4	5.6		
Герцинит		40.4	4.4	29.8					4.4	0.3	19.7	1.0		
Герцинит	3	40.0	7.1	33.4					1.3		17.5	0.7		
Герцинит		39.4	6.5	32.3					2.4	0.3	18.3	0.7		
Пикотит?		36.5	2.5	23.3					12.8		22.7	2.2		
Циркон		32.5											66.3	1.1
Циркон	4	32.2							1.0				65.5	1.3
Амфибол		44.0		19.9	14.8	6.1					15.2			
Рутил	11	43.4		0.3			55.4		1.0					

Примечание. Пустая ячейка – содержание ниже предела обнаружения.

Для рубинов из амфиболита характерны относительно крупные включения темно-бурой непрозрачной шпинели (пикотит? и герцинит). Наблюдаются срастания корунда с тремолитом и паргаситом. Реже в рубине встречаются включения мусковита и адуляра. Отмечены мелкие кристаллики циркона и монацита (табл. 2).

В рубинах из амфиболитов распространены включения хромшпинелида (пикотит?) с содержанием Сг до 24.8 мас. %, примесью Zn, не превышающей 5.6 мас. %, и Mn до 0.4 мас. %. Также в рубинах из амфиболитов встречаются включения герцинита с содержанием Fe до 19.7 мас. %, с примесью Mg до 7.1 мас. %, Cr до 4.4 мас. %, Zn до 1.0 мас. % и Mn до 0.3 мас. %. В цирконе примесь Hf не превышает 1.3 мас. %. Монацит содержит (в порядке убывания) Се (34.6 мас. %), La (19.6 мас. %), Nd (10.8 мас. %), Th (до 4.8 мас. %).

Таким образом, проведенные исследования показали, что рубины из первой группы характеризуются более высокими геммологическими качествами: кристаллы имеют насыщенную темно-красную окраску типа «голубиная кровь», часто зональную, наиболее яркую в центральной части. Зональная окраска обусловлена неравномерным распределением хрома.

Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118052590028-9.

Литература

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 349 с.

Ахматова Л.А. Типизация рубинов и розовых сапфиров из мраморов Нижнеалабашского проявления (Средний Урал) // Ежегодник-19. Тр. ИГГ УрО РАН, 2020а. Вып. 167. С. 111–114.

Ахматова Л.А. Типоморфизм рубинов и розовых сапфиров Нижнеалабашского участка // Уральская минералогическая школа-2020. Екатеринбург, 2020б. С. 13–14.

Е.С. Карасева¹, В.В. Мурзин¹, А.Ю. Кисин^{1, 2} ¹– Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург lizavetakarasyova@outlook.com ²– Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

Рудные желваки в ассоциации с демантоидовой минерализацией на Полдневском месторождении (Средний Урал)

Полдневское месторождение демантоида расположено на границе Свердловской и Челябинской областей, в зоне сочленения Восточно-Уральской, Центрально-Уральской и южной части Тагильской мегазон. Границы мегазон тектонические, фиксируются Серовско-Маукским (СМР) и Главным Уральским (ГУР) разломами, трассируемыми гипербазитовыми массивами и серпентинитовым меланжем.

Месторождение приурочено к Коркодинскому гипербазитовому массиву, протяженностью около 12 км при ширине до 2 км. Ориентировка месторождения север-северо-западная, согласно вмещающему одноименному разлому, входящему в зону ГУР. Геология месторождения обусловлена декомпрессионным разуплотнением массива ультраосновных пород и синдекомпрессионным многостадийным минералообразованием. Признаки структурного контроля не установлены. Демантоидная минерализация приурочена к серпентинизированным дунитам и клинопироксенитам. Минерализованные зоны с демантоидом сложены клинохризотилом, лизардитом, магнетитом, карбонатом и, вероятно, образуют рудные столбы [Кисин и др., 2020]. Существует проблема определения признаков демантоидной минерализации при поисках и разведке месторождения.

В карьере Полдневского месторождения в ассоциации с демантоидом иногда встречаются желваки, сложенные рудными минералами. Желваки имеют округлую, слегка вытянутую форму, такую же, как и у агрегатов демантоида (рис. 1). Размеры желваков до 5 см по наибольшему измерению. Вмещающие жильные минералы представлены серпентином (по данным термического и рентгенофазового анализа – клинохризотилом или лизардитом), перемежающимся с тонкими линзами шестоватого кальцита и крупными овальными зернами магнетита.



Рис. 1. Демантоид и рудный желвак в жильной массе Полдневского месторождения.



Рис. 2. Рудные минералы в составе желвака: а) вкрапленность миллерита (Ml) и хизлевудит (Hzl); б) самородное серебро (Ag) в куприте (Cp).

СЭМ фото.

Оптическими методами и с помощью СЭМ 450 X-Max 80 (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в составе желваков диагностированы куприт, самородная медь, хизлевудит, пентландит, миллерит (рис. 2а). В одном желваке встречено самородное серебро (рис. 2б). Химический состав рудных минералов приведен в таблице.

Таблица

№ анализа	S	Cr	Fe	Co	Ni	Cu	Ag	Hg	Минерал
1	39.43	-	-	-	60.57	-	-	-	Хизлевудит
2	47.21	-	-	-	46.86	5.94	-	-	Миллерит
3	-	0.47	-	-	1.02	0.98	95.77	1.76	Самородное серебро
4	-	-	0.69	-	1.34	97.97	-	_	Куприт
5	47.72	_	23.38	1.03	26.97	0.90	-	-	Пентландит
6	_	-	_	_	_	100.00	-	_	Самородная медь

Химический состав минералов (мас. %)

Примечание. Химический состав нормирован на 100 %.

Зональность в строении желваков не наблюдается. Границы желваков извилистые. Из рудных минералов в составе желваков преобладает мелкозернистый куприт. Также присутствуют миаролы, стенки которых инкрустированы крупными кристаллами куприта. Самородная медь обычно представлена крупными или мелкими зернами в массе куприта; форма извилистая или параллельно-шестоватая. Примеси в составе самородной меди не установлены. Зерна самородного серебра и иногда их скопления локализуются в тонкозернистом пористом агрегате куприта, хизлевудита, миллерита и других минералов (рис. 26). В составе серебра установлены примеси Hg, Ni, Cu и Cr (таблица). Из гипергенных минералов отмечается малахит в виде радиально-лучистых агрегатов, а также водные соединения Cu и Ni, окрашивающие карбонаты и лизардит в бирюзовый или желто-зеленый цвет.

Рудные желваки вне ассоциации с демантоидом на Полдневском месторождении не известны, что позволяет предполагать их парагенетическую связь. Благодаря гипергенным минералам желваки легко обнаруживаются в породе и используются на карьере в качестве поискового признака на гнезда демантоида.

Работа выполнена в рамках государственного задания № АААА-А18-118052590028-9.

Литература

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Полдневском месторождении // Известия УГГУ. 2020. № 2. С. 64–73.

> **А.Р. Богданова** Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург ugulor96@mail.ru

Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал)

(научный руководитель – к.г.-м.н. Н.В. Вахрушева)

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (полосчатый) комплекс развит вдоль южного контакта массива Рай-Из (Полярный Урал) на отрезке, отсекаемом долинами рек Макар-Рузь и Енга-Ю. В плане породы массива образуют линзовидный блок длиной до 7 км и шириной 1.5–2.0 км [Строение..., 1990]. Ультрабазитовый массив Рай-Из привлекает внимание геологов с 1932 г. [Заварицкий, 1932], однако до сих пор на происхождение полосчатого комплекса нет единой точки зрения. Наиболее аргументированными гипотезами являются кумулятивная (магматическая) [Колман, 1979] и реакционная (метаморфическая, метасоматическая) [Заварицкий, 1932; Добрецов и др., 1977; Ефимов, 1984; Варлаков, 1996]. Имеются разногласия и при отнесении пород данного комплекса в состав единой палеозойской офиолитовой ассоциации [Шмелев, Мон, 2013; Вахрушева и др., 2017].

С учетом неоднородного внутреннего строения и различий в вещественном составе в комплексе выделяют структурные области (с севера на юг): фронтальную и тыловую. Фронтальная область располагается в ближайшем окружении массива ультрабазитов. В ее строении участвуют дуниты, верлиты, клинопироксениты и метабазиты, представленные апогаббровыми амфиболитами, с образованием полосчатости. Тыловая область, расположенная южнее, примыкает к контакту с габброидами южного обрамления [Строение..., 1990; Шмелев, Мон, 2013].

В рамках настоящей работы изучен РЗЭ состав дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов, клинопироксенитов и габброидов комплекса. Дуниты подвержены серпентинизации (до 30-50 %). Акцессорный хромшпинелид равномерно рассеян по породе. Верлит сложен серпентинизированным оливином (50-55 %) и ксеноморфным клинопироксеном (30-35 %). Акцессорные минералы – хромшпинелид, замещаемый по периферии зерен хлоритом, магнетит, халькопирит. Оливиновый клинопироксенит имеет промежуточный состав между верлитами и клинопироксенитами и характеризуется превалирующим содержанием клинопироксена (70-75 %) над оливином (10-15 %). По клинопироксену развивается амфибол актинолиттремолитового ряда. Амфиболизации подвержено 10-15 % породы. Среди акцессорных минералов диагностирован магнетит. Клинопироксенит сложен амфиболизированным диопсидом. Помимо амфибола, в породе присутствует хлорит и серпентин. Акцессорные минералы представлены магнетитом и хромшпинелидом. Габбро-амфиболиты сложены амфиболом (магнезиогорнблендитом) и частично или полностью соссюритизированным плагиоклазом (битовнитом). Соотношения плагиоклаза и амфибола в породе варьируют, содержание второго достигает 70-75 %. Амфиболизированное габбро отличается от габбро-амфиболитов присутствием реликтов клинопироксена (15–20%). Акцессорные минералы – магнетит, халькопирит, пирит.

Изучение распределения петрогенных оксидов и РЗЭ позволило установить особенности и закономерности их распределения среди пород комплекса. На классификационной TAS диаграмме (Na₂O+K₂O)–SiO₂ фигуративные точки составов ультрабазитов соответствуют низко-щелочному ряду, а составы габбро-амфиболитов отвечают нормально-щелочному ряду, исключая амфиболизированное габбро пониженной щелочности. Рассматриваемые породы охватывают интервал SiO₂ от 41.15 до 53.7 мас. %. В габброидах закономерно повышаются содержания Al₂O₃, TiO₂ и Na₂O+K₂O в ряду амфиболизированное габбро – габбро-амфиболит: 8.57-18.83, 0.48-0.65 и 0.92–2.8 мас. %, соответственно. В ряду дунит – верлит – оливиновый клинопироксенит – клинопироксенит увеличивается содержание TiO₃ от 0.03 до 0.17 мас. %.

Клинопироксены из оливинового клинопироксенита соответствуют диопсиду с железистостью $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) \cdot 100 \ 6.5 - 7.9$ и содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 \ 0.5 - 0.7$ мас. %. Клинопироксены из клинопироксенитов также представлены диопсидом с железистостью 5.8 - 8.5. Содержание глинозема колеблется от 0.6 до 2.24 мас. %. Для изученных клинопироксенов характерны крайне низкие содержания TiO₂ (0-0.19 мас. %). Концентрация Cr_2O_3 не превышает 0.5 мас. %. Содержания Al_2O_3 и железистость клинопироксенов прямо пропорциональны (рис. 1).

Специфической чертой дунитов комплекса является разнообразная конфигурация спектров РЗЭ, а их суммарные содержания существенно ниже (0.92 г/т), чем у остальных пород. Для тренда распределения РЗЭ в верлите характерно преобладание тяжелых лантаноидов над легкими (рис. 2). Отношение (La/Yb)_n составляет 0.5. Суммарное содержание лантаноидов в верлите составляет 1.75 г/т. Характер распределения РЗЭ в оливиновом клинопироксените характеризуется небольшим преобладанием легких РЗЭ ((La/Yb)_n 1.06). От спектров вышеописанных пород его также отличают небольшие минимумы Sm, Lu и более выраженный – Tm. Суммарное содержание лантаноидов составляет 1.79 г/т. Для спектров РЗЭ клинопироксенитов установлена обогащенность средними и тяжелыми РЗЭ. Отношение (La/Yb)_n составляет 0.62. Уровень накопления РЗЭ в клинопироксените (4.74 г/т) превышает уровень таковых в хондрите C1 и вышеописанных породах комплекса.

В габбро-амфиболитах тренд (рис. 2) характеризуется небольшим положительным наклоном в интервале от La до Nd, перетекающим в пологий на интервале от Gd до Lu, с осложнением в виде Eu аномалии. Значения (La/Yb)_n в породах с относительно низким содержанием плагиоклаза составляют 0.43–0.73. В породе с преобладающим количеством плагиоклаза тренд приобретает отрицательный наклон в области легких элементов, изменяя свое



Рис. 1. Диаграмма $f=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)*100-Al_2O_3$ для клинопироксенов из клинопироксенитов (1) и оливиновых клинопироксенитов (2) дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из.

Поля составов клинопироксенов [Лазько, 1988]: І – ультрабазитового комплекса офиолитов; ІІ – габброидного комплекса офиолитов.



Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ в породах дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из.

1 – верлит; 2 – оливиновый клинопироксенит; 3 – клинопироксенит; 4 – амфиболизированное габбро; 5 – габбро-амфиболит. N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов нормального состава [Sun, McDonough, 1989]. Значения элементов нормированы к составу хондрита C1 согласно [Sun, McDonough, 1989].

направление в интервале от Gd до Lu. Отношение (La/Yb)_n при этом составляет 1.24. Суммарное содержание РЗЭ в габбро-амфиболитах колеблется в пределах 14.09–30.01 г/т. Тренд распределения РЗЭ в амфиболизированном габбро подобен таковому в габбро-амфиболитах с пониженным суммарным количеством РЗЭ (10.57 г/т). Значение (La/Yb)_n составляет 0.49. Следует отметить, что главным концентратором РЗЭ в данном образце является клинопироксен, количественное содержание которого превалирует над амфиболом и полностью соссюритизированным плагиоклазом.

Основным накопителем лантаноидов в верлитах, оливиновых клинопироксенитах и клинопироксенитах является пироксен, в результате чего содержание РЗЭ прямо зависит от его количества в породе. Поле составов пироксенов из клинопироксенитов и оливиновых клинопироксенитов на бинарной диаграмме $f = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg) \cdot 100 - Al_2O_3$ соответствует областям составов клинопироксенов из офиолитовых ассоциаций (рис. 1). Конфигурация типа спектров в габброидах варьирует в зависимости от содержания минералов-концентраторов, а именно, амфибола и плагиоклаза. В структуре амфибола концентрируется большая часть средних и тяжелых РЗЭ, а в структуре плагиоклаза – легких, включая Eu. Общий уровень накопления РЗЭ в габброидах более низкий по сравнению с уровнем в базальтах типа N-MORB.

Изученные породы могут быть разделены на три группы, характеризующиеся закономерным изменением содержаний РЗЭ и конфигурацией их спектров. Самыми обедненными РЗЭ являются дуниты; верлиты и клинопироксениты занимают медианное положение между дунитами и габбро. Наиболее обогащены лантаноидами габброиды. Более высокий уровень накопления РЗЭ в верлитах и клинопироксенитах по сравнению с дунитами и более низкий в сравнении с габброидами дает основание считать эти породы результатом взаимодействия габброидов на ультрамафитовые реститы. В работе [Леснов, 2007] генезис клинопироксенитов и верлитов рассматривается как результат магмометасоматического взаимодействия базальтоидных расплавов с ультрамафитовыми реститами. Для предложенной модели РЗЭ состав образованных в результате реакции пород определяется пропорциями смешения деплетированного вещества ультрамафитовых реститов и обогащенных лантаноидами базальтоидных расплавов. Таким образом, вышеизложенный материал согласуется с реакционной гипотезой формирования комплекса.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590032-6.

Литература

Варлаков А.С. Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 178 с.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.

Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М: Наука, 1984. 232 с.

Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Л.: ОНТИ, 1932. 221 с. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

Лазько Е.Е. Типоморфизм породообразующих минералов ультрабазитов // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С. 424–441.

Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1: Главные типы пород. Породообразующие минералы. Новосибирск: Гео, 2007. 403 с.

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.

Шмелев В.Р., Мон Ф-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication. 1989. N_{P} 42. P. 313–345.

О.Г. Резникова, С.А. Блинова

Воронежский государственный университет, г. Воронеж blinovasvetlana200@yandex.ru

Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область

Настоящее исследование посвящено уточнению структурно-текстурных особенностей и химического состава доломитов Данковского месторождения, Воронежская область, и выявлению технологических условий, соответствующих требованиям к качеству доломитов продуктивных толщ.

Данковское месторождение доломитов расположено в центральной части Восточно-Европейской платформы в северо-восточном крыле Воронежской антеклизы на левом берегу реки Дон. Месторождение является крупнейшим в России с разведанными балансовыми запасами 628 млн т [Сычева, 2018]. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения плавского и озерского горизонтов верхнего девона в виде пластов 0.5–25.0 м. В плавском горизонте выделяется две толщи: тургеневская и кудеяровская. В пределах каждой толщи, в свою очередь, выделяется ряд пачек, соответствующих определенным микроэтапам аридного литогенеза [Окороков, 1998]. Залегание доломитов горизонтальное. Подошва полезной толщи относительно ровная, кровля часто эрозионно-карстовая. Мощность полезной толщи в среднем по месторождению составляет 20–22 метра.

Доломиты составляют около 15 % от всего объема фаменских отложений и тяготеют к верхам яруса. Они разделяются по составу, структурным и текстурным особенностям. Выделяются микрозернистые, биоморфные и обломочные доломиты, доломитовая мука и дедоломиты (образованные при постседиментационных процессах).

Первично осадочные микрозернистые доломиты составляют 47 % всех доломитов и прослеживаются на значительных площадях. Среди них выделяются массивные, полосчатые и оолитовые доломиты протогенного происхождения. Биоморфные доломиты представлены ракушняковыми, органогенно-обломочными и строматолитовыми разностями. Обломочные доломиты составляют около 9 % от объема доломитовых пород. Они представлены доломитовыми брекчиями, доломитовыми конгломератами и песчанико-гравелитами, образовавшимися в пляжевой зоне. Доломитовая мука и дедоломиты образуются по известково-доломитовым породам при выщелачивании из них кальцита по зонам трещиноватости. Кристаллизационные изменения выражаются в заполнении кальцитом или доломитом пустот в первично пористом осадке, либо в перекристаллизации микрозернистого карбонатного вещества. К трещинным зонам на месторождении приурочены линзы песка и глины [Окороков, Савко, 1998].

Месторождение условно разделено на четыре участка: Центральный, Бигильдинский, Западно-Золотухинский и Золотухинский. Для исследования в карьере Центральный отобрано восемь образцов доломита по пачкам. Точки отбора проб соответствуют отрабатываемым предприятием блокам: горизонт +152 – озерская толща, горизонт +142 – кудеяровская и горизонт +132 – тургеневская толща.

Озерская толща. Образец № 1 (пачка Os₂) представлен доломитом светло-серого цвета с бледно-оранжевыми прослоями. Структура тонкозернистая, текстура слоистая, мощность слойков 2–5 мм, наблюдается миллиметровый слой тонкораспыленного органического вещества. В шлифе отмечаются зерна перекристаллизованного карбоната (рис. 1а). Образец № 2 (пачка Os₁) представлен доломитом серо-бежевого цвета массивной текстуры, пористый, структура мелкозернистая.

Кудеяровская толща. Образец № 3 (пачка Kd_3) представлен доломитом светло-серого до серого цвета с серовато-желтыми пятнами. Структура тонкозернистая, текстура пятнистая, кавернозная (каверны от 0.5 до 2 см заполнены доломитовой мукой). Карбонатное вещество перекристаллизовано. Доломит в образце № 4 (пачка Kd_4) темно-серый с пятнами светло-желтого до оранжевого цвета. Структура основной массы тонкозернистая, текстура пятнистая. Имеются гнезда кальцита (4–5 см), зоны вторичной кристаллизации карбонатов (рис. 16) с небольшим количеством распыленного органического вещества. Образец № 5 (пачка Kd_3) представлен доломитом с основной массой светло-серого цвета, «подошва» образца светложелтая. Структура тонкозернистая, текстура слоистая (основная масса и прослои тонкораспыленного темного органического вещества). Линза кремня 1.5 × 10 см. Мелкораскристаллизованный карбонат, отмечается слоистость. Тонкозернистые карбонаты сменяются доломитами с примесью глинистого вещества в цементе. Видна трещина, залеченная халцедоном (рис. 1в).

Тургеневская толща. Образец № 6 (пачка Tr_9) представлен доломитом желтого цвета, с прослоями темно-оранжевого цвета и темно-серым органическим веществом. Структура тонкозернистая. Текстура массивная. Окремнелые мелкие органические остатки, ожелезненные прослои. Фаунистические остатки – остракоды, очень пористая порода, пустоты заполнены халцедоном (рис. 1г). Основная масса доломита в образце № 7 (пачка Tr_8) имеет светло-серый цвет, с прослоями желтого цвета и оранжевым пятном. Структура в нижней части тонкозернистая, в верхней части – органогенная детритовая, грубозернистая. Текстура слоистая биогенная; слои мощностью 0.5 мм маркированы тонкораспыленным органическим веществом. Фаунистические остатки – остракоды, головоногие, серпулы – ориентированы по слоистости. Раковины частично замещены опалом (рис. 1д). Образец № 8 (пачка Tr_7) представлен перекристаллизованным доломитом серого, коричневато-серого, светло-серого цвета с прожилками кальцита белого и кремового цвета. Структура псаммитовая, от средне- до крупнозернистой, текстура деформационная (рис. 1е).



Рис. 1. Разновидности доломитов Данковского месторождения: а) зерна перекристаллизованного карбоната, обр. 1; б) зона вторичной кристаллизации карбонатов, обр. 4; в) жилка халцедона в раскристаллизованной карбонатной массе, обр. 5; г) заполнение пустот породы халцедоном, обр. 6; д) раковины остракод, обр. 7; е) перекристаллизованный карбонат, обр 8.

Поляризационный микроскоп Olimpus BX51, прозрачный шлиф, николи скрещены.

Таблица

Толща	Пачка	Мощность, м	CaO	MgO	SiO ₂	R ₂ O ₃
	II	4.0-9.4	30.32	19.56	4.54	0.84
Озерская	Ι	3.4–7.0	41.75	10.85	2.81	0.96
	Среднее		36.04	15.21	3.68	0.90
	V	2.0-3.3	33.20	17.96	2.84	1.00
V.u.agnonouog	IV	1.0-3.8	32.97	18.26	1.27	0.94
Кудсяровская	III	1.2–4.5	31.81	19.70	0.73	0.52
	Среднее		32.66	18.64	1.61	0.82
	IX	1.0-2.3	31.80	17.55	4.87	2.44
Tumpouopowag	IIX	1.4-4.6	32.50	19.14	1.93	1.0
тургеневская	VII	1.4–5.0	32.65	18.92	0.81	0.78
	Среднее		32.32	18.54	2.54	1.41

Химический состав доломитов Данковского месторождения (мас. %)

Ведущим признаком определения геолого-промышленного типа месторождений является качество пород. Доломиты ограничены строгими показателями по качеству сырья. Требования для марки ДК-3 (конвертерные доломиты): MgO – не менее 18.5 %, CaO – не более 33.0 %, SiO₂ – не более 2.6 %, R_2O_3 – не более 1.0 % (в состав R_2O_3 входит сумма оксидов Fe и Al) [Ефимов, 2008]. Повышенные содержания SiO₂, R_2O_3 и нерастворимого остатка ухудшают качество сырья. Для установления качества изучаемых доломитов их химический состав проанализирован титриметрическим методом (табл.). Для химического анализа пробы были издроблены в щековой дробилке ЩД10 до размера 10 мм, затем проводилось проверочное грохочение на сите 10 × 10 мм. Проба перемешивалась и просушивалась в сушильном шкафу LOIP LF. Методом квартования все пробы уменьшался до 0.5 кг, затем проба истиралась на дисковом истирателе ИДА-175, перемешивалась и проходила грохочение на сите 0.063 мм.

Для химического анализа из подготовленной пробы выделялась навеска массой не менее 50 г. Метод измерения массовых долей Са и Mg основан на прямом комплексонометрическом титровании ионов раствором трилона Б с индикатором кислотным хром-темно-синим. Мас-



Рис. 2. Диаграмма состава доломитов Данковского месторождения.

Толщи: I – озерская, II – кудеяровская, III – тургеневская. Содержания: 1 – CaO, 2 – MgO, 3 – SiO₄, 4 – $\rm R_2O_3.$

совую долю одного оксида вычисляют по разности суммарной массовой доли оксидов Са и Мд и массовой доли одного из оксидов. Метод измерения массовой доли нерастворимого остатка основан на выделении нерастворимого остатка после обработки навески доломита соляной кислотой, его прокаливают при температуре 950 °C и взвешивают.

Данные таблицы представлены на диаграмме (рис. 2). На диаграмме видна прямая зависимость между содержаниями оксидов Са и Mg. Содержания вредных примесей в доломитах (SiO, и R,O,) не настолько линейно зависимы от содержания оксидов Са и Mg.

Таким образом, основываясь на технологических требованиях к доломитам марки ДК-3, наиболее продуктивной толщей для добычи полезного ископаемого является кудеяровская, т. к. в ней наибольшее содержание Mg и наименьшее вредных примесей. Химический состав тургеневской толщи не удовлетворяет кондициям из-за высокого содержания вредных примесей за исключением образцов 6 и 7 с доломитами высокого качества, соответствующими техническим требованиям и имеющими допустимое количество вредных примесей. Озерская толща непригодна для добычи конвертерных доломитов из-за превышения практически всех допустимых параметров.

Литература

Ефимов В.А. Регламент технологического процесса переработки доломита на технологической лини ЦКД. Данков: АО «Доломит», 2008. 19 с.

Окороков В.А. Литология карбонатных отложений фаменского яруса Воронежской антеклизы // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1998. 36 с.

Окороков В.А., Савко А.Д. Литология фаменских отложений Воронежской антеклизы. Воронеж: ВГУ, 1998. 124 с.

Сычева В.Е. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 года. Вып. 71: Доломит для металлургии. М.: Росгеолфонд, 2018. 55 с.

М.С. Глухов Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань gluhov.mixail2015@yandex.ru

Диагностика генетических признаков магнитных микросферул из осадочных пород

(научный руководитель – д.г.-м.н. Р.Х. Сунгатуллин)

Обнаружение магнитных микросферул (MM) в древних осадочных породах является общеизвестным фактом. Подобные объекты несут информацию о составе космических тел, процессах внеземного минералообразования, влиянии космического вещества на геологические процессы, климат и развитие жизни на Земле, а также о природных земных и техногенных процессах минералообразования. Строение и состав MM космического, вулканогенного и техногенного происхождений часто имеют общие признаки, что осложняет их диагностику.

В настоящей работе собраны данные о строении и составе 400 MM из осадочных отложений европейской части России. Объектами изучения стали пермские эвапориты (калийно-магниевые соли Калининградско-Гданьского и Верхнекамского соленосных бассейнов, эвапориты Камско-Устьинского и Байматского месторождений гипса), каменноугольные терригенно-карбонатные породы (скважины Усть-Черемшанского прогиба Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской впадины, разрез Усолка в Предуральском прогибе) и голоценовый болотный торф (Обуховское болото, Ярославская область). Цель работы – выявление диагностических признаков космогенного происхождения MM в осадочных породах. Задачи исследования: подбор комплекса прецизионных методов для изучения строения и состава MM из осадочных пород; сравнение полученных данных с MM техногенного и вулканического происхождения. Основные методы, которые применялись для исследования MM в данной работе: оптическая микроскопия, рентгеновская компьютерная томография (PKT), рамановская спектроскопия (PC), сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с энергодисперсионной спектрометрией (ЭДС). Точность измерения (ЭДС) 0.1–1 % (КФУ, оператор Б.М. Галиуллин).

Для пробоподготовки MM к прецизионным исследованиям использовался бинокулярный микроскоп. MM представляют собой черные шарики, обладающие металлическим блеском с гладкой или матовой шероховатой поверхностью. С помощью РКТ изучалось распределение рентгеноплотного вещества сферичной и глобулярной формы внутри породы. Полученные результаты подтверждают присутствие природных MM в осадочных породах, что опровергает возможность их техногенного происхождения за счет загрязнения образцов в ходе лабораторной подготовки.

Применение СЭМ и РКТ позволило изучить поверхностное и внутреннее строение MM. Практически все MM обладают сферичной и очень редко (4 %) каплевидной формой; их размеры составляют 5–330 мкм. Текстурная поверхность MM разнообразна: дендритная, скелетная, перьевидная, чешуйчатая, блочно-мозаичная. Поверхность каплевидных частиц обладает дендритной и скелетной текстурой. На поверхности и во внутренней части встречаются кристаллы с гранями октаэдра, усеченного октаэдра, кубооктаэдра и ромбододекаэдра. По результатам РКТ внутри MM имеются крупные субсферические полости или небольшие пустоты неправильной формы. Преимущественно отсутствует дифференциация вещества от центра к периферии MM.

Среди изученных автором 171 ММ техногенного [Сокол и др., 2001; Zhang et al., 2014; Глухов, 2019; Макаров и др., 2020] и 76 ММ вулканогенного [Рычагов и др., 1996; Гребенников и др., 2012; Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., 2019] происхождений также встречаются дендритные, скелетные и блочно-мозаичные текстуры. Однако форма этих ММ преимущественно глобулярная (а не сферичная); для них характерны повышенная пористость (особенно в техногенных объектах) и наличие дифференциации вещества внутри глобулы, что отличает их от изученных нами объектов в осадочных породах.

Диаметр MM разного генезиса существенно отличается (табл. 1). Так, среди MM из осадочных пород наиболее часто встречается диаметр до 10 мкм (около 40 %), количество MM размером 10–50 мкм составляет 42 %. Подобное логнормальное распределение MM по диаметру характерно для MM из района падения Сихотэ-Алиньского метеорита [Krinov, 1964].

Для исследования минерального состава MM с помощью поляризационного микроскопа изготавливались полированные препараты. Полированные MM имеют однородную поверх-

Таблица 1

	Диаметр, мкм											
MM	0-10	10-20	20-30	30-50	50-80	80-100	100-150	150-200	>300			
		Частота встречаемости, %										
Из осадочных пород	37	16	12	14	3	4	9	4	1			
Из техногенных	1	5	8	13	32	15	14	8	4			
образований												
Из вулканических	3	5	7	4	0	2	10	16	53			
пород												

Распределение ММ по диаметру

Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

Таблица 2

Оксид	n,	n ₂	n,	Min ₁ -max ₁	Min ₂ -max ₂	Min ₃ -max ₃	$\overline{X}\overline{X}$	$\overline{X}\overline{X}$	$\overline{X}\overline{X}$	δ ² ,	δ^2_{2}	δ^2
	1	2	5		мас. %		1	2	3	1	2	3
FeO	400	76	171	60.4–100	3.8–99.0	12.9–100	96.3	63.8	73.6	14.9	950	277
Al ₂ O ₃	203	65	170	0.1–12.9	0-32.1	0.4–28.0	1.7	4.0	4.4	4.2	24.4	17.9
SiO ₂	284	66	166	0.1–34.6	0.7-81.9	0.1-81.9	2.1	17.2	11.3	11.8	230	152
Cr ₂ O ₃	61	3	2	0.2–14.6	0.1-0.4	0.9–7.0	1.3	0.2	3.9	3.5	0.03	18.6
NiO	106	2	37	0.1–2.5	0.1-0.3	0.1-2.1	1.6	0.2	1.1	0.2	0.04	0.4
TiO ₂	27	37	66	0.1–4.7	0.1–56.1	0.1 - 8.0	1.2	21.8	0.4	1.0	332	1.0
MgŌ	55	22	119	0.1-4.5	0.1-6.1	0.1–15.9	0.8	2.7	3.0	0.6	3.8	10.3
MnO	137	59	118	0.1–4.3	0.1–16.1	0.1–4.9	0.9	3.9	1.3	0.4	23.8	0.9
CaO	67	21	118	0.1–5.0	0.1–14.1	0.1–29.2	0.9	4.3	3.6	1.0	19.6	34.3
CuO	7	0.0	40	0.1–10.4	0.0	0.1-42.6	2.6	0	6.3	11.9	0.0	115
ZnO	7	0.0	42	0.1–13.3	0.0	0.2-10.9	4.1	0	3.5	28.2	0.0	9.7

Химический состав ММ различного происхождения

Примечание. ММ из: 1 – осадочных пород, 2 – вулканогенных пород, 3 – техногенных образований; все железо как FeO; п – количество; min-max – минимальное и максимальное содержание; $\bar{X} \bar{X}$ – среднее арифметическое; δ^2 – дисперсия.

ность серого, серовато-белого цвета, что в сочетании с магнитными свойствами и цветом поверхности может указывать на магнетит. Данный вывод подтверждается результатами PC. Использование рамановской спектроскопии для минерального картирования показало однородный состав внутренней части, что согласуется с данными оптической микроскопии и то-мографии [Глухов, 2019].

Химический состав по результатам ЭДС показал, что главным компонентом, слагающим MM, является FeO (88–100 мас. %). Примеси представлены Al_2O_3 , CaO, MgO, NiO, Cr_2O_3 , MnO, TiO₂, CuO и ZnO (табл. 2). Любой из перечисленных компонентов-примесей может изоморфно входить в структуру магнетита и образовывать непрерывные ряды твердых растворов феррошпинелей (магнезиоферрит, хромит, якобсит и др.). Содержание SiO₂ (табл. 2) указывает на присутствие железистой стеклофазы, однако визуально она не отмечена, кроме редких (<1 %) MM с гладкой поверхностью. Кристаллы магнетита и феррошпинелей на поверхности не были обнаружены, а малые размеры (15 мкм) и имеющийся уровень техники не позволяют изучить внутреннее строение. Поэтому предполагается, что у большинства MM стеклофаза заполняет пространство между сростками дендритов и кристаллов магнетита. Также не исключается наличие внутри стеклофазы ферритов Са, Mg, Al, на что указывают результаты ЭДС картирования. Для MM с гладкой поверхностью и высоким содержанием стеклофазы (до 34.6 мас. %) предполагается наличие кристаллов магнетита во внутренней части, что характерно для космических сферул G-типа [Goderis et al., 2020].

Приведенный выше набор примесей обнаруживается у техногенных и вулканогенных MM. При сопоставлении среднего химического состава MM (рис. 1, табл. 2) видно, что средние содержания некоторых элементов существенно отличаются (см. табл. 2). Главные отличия заключаются в повышенном содержании FeO и низких концентрациях SiO₂ в MM из осадочных пород. MM вулканогенного происхождения характеризуются низкими содержаниями Cr₂O₃, NiO и повышенным – TiO₂. Также отличаются содержания и других оксидов (CuO и ZnO).

Таким образом, исходя из полученных данных о составе, ММ из осадочных пород являются наиболее однородными по составу и состоят из магнетита. В составе техногенных ММ преобладает стекло, а в вулканогенных – ферриты (рис. 2a). На тройной диаграмме FeO–



Рис. 1. Диаграмма среднего химического состава магнитных микросферул различного происхождения: из осадочных (1) и вулканогенных (2) пород и техногенных образований (3).



Рис. 2. Минералогический (а) и химический (б) состав ММ.

ММ из: 1 – осадочных пород (a, б), 2 – вулканогенных пород (a), 3 – техногенных образований (a), 4 – область составов космических микросферул, микрометеоритов и ММ из осадочных пород (б) по [Goderis et al., 2020].

SiO₂–MgO (рис. 26) MM из осадочных пород находятся в области космических микросферул и микрометеоритов [Goderis et al., 2020]. В области техногенных и вулканогенных MM попадают не более 5 % изученных MM из осадочных пород, которые предположительно могут иметь вулканическое происхождение. Состав изученных MM из осадочных пород характерен для абляционных и высокожелезистых космических MM [Andronikov et al., 2016; Goderis et al., 2020]. Космические MM отличаются от абляционных MM отсутствием внутреннего Fe-Ni ядра, субсферической полости и небольшими (до 100 мкм) размерами [Andronikov et al., 2016; Krinov, 1964].

Установлено, что субсферические полости встречаются не только у ММ с диаметром более 100 мкм, но также в ММ с диаметром 50–100 мкм. Поэтому абляционные сферулы могут обладать размерами от 50 мкм и более. Существует мнение [Krinov, 1964], что наличие ММ с вытянутой каплевидной формой указывает на их абляционное происхождение.

Из вышеизложенного следует, что изучение строения и состава MM комплексом прецизионных методов позволяет наиболее точно диагностировать их генетические признаки. В результате показано, что подавляющая (более 90 %) часть изученных MM из осадочных пород являются веществом космического происхождения или же образованы за счет абляции метеороидов в земной атмосфере и дальнейшего захоронения в осадках. Все это открывает возможность использования находок MM как дополнительного инструмента при корреляции одновозрастных полифациальных отложений.

Литература

Глухов М.С. Морфология и внутреннее строение природных и техногенных железооксидных микросфер // Известия УГГУ. 2019. Вып. 1. № 53. С. 60–66.

Гребенников А.В., Щека С.А., Карабцов А.А. Силикатно-металлические сферулы и проблема механизма игнимбритовых извержений (на примере Якутинской вулкано-тектонической структуры) // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 3–22.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Металлические микросферулы в трахибазальтах Южного Урала // Отечественная геология. 2019. № 5. С. 66–75.

Макаров А.Б., Глухов М.С., Паньшин М.А., Хасанова Г.Г. Морфология, химический состав и возможные технологии переработки пиритных огарков (на примере отвалов Кировградского медеплавильного комбината) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2020. № 17. С. 66–70.

Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 31–40.

Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Френкель А.Э. Природа, химический и фазовый состав энергетических зол челябинских углей. Новосибирск: Гео, 2001. 107 с.

Andronikov A.V., Andronikova I.E., Loehn C.W., Lafuente B., Ballenger J.A.M., Crawford G.T., Lauretta D.S. Implications from chemical, structural and mineralogical studies of magnetic microspherules from around the lower Younger Dryas boundary (New Mexico, USA) // Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. 2016. Vol. 20. P. 1–21.

Goderis S., Soens B., Huber M.S., McKibbin S.M., van Ginneken M., van Maldeghem F., Debaille V., Greenwood R.C., Franchi I.A., Cnudde V., van Malderen S., Vanhaecke F., Koeberl C., Topa D., Claeys P. Cosmic spherules from Widerøefjellet, Sør Rondane Mountains (East Antarctica) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2020. Vol. 270. P. 112–143.

Krinov E.L. Scattered meteoritic matter in the area of fall of the Sikhote-Alin iron meteorite // Annals of the New York Academy of Sciences. 1964. Vol. 119. Is. 1. P. 224–234.

Zhang H., Shen S-Z., Cao C-Q., Zheng Q-F. Origins of microspherules from the Permian–Triassic boundary event layers in South China // Lithos. 2014. Vol. 204. P. 246–257.

А. Р. Гайнанова¹, О.П. Шиловский^{1, 2}

¹ – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань ² – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань nau@hotmail.ru

Особенности распределения химических элементов в костной ткани пермских тетрапод

Фоссилизация является длительным и сложным процессом замещения тканей живых организмов минералами. Условия среды, в которых происходит фоссилизация, и строение тканей организмов, влияют на распределение химических элементов в ископаемых остатках. Данная работа посвящена сравнительному анализу пермских тетрапод Котельничского местонахождения и местонахождения Сундырь-1 методами оптической микроскопии, микрорентгенофлуоресцентного и СЭМ анализов. Котельничское местонахождение позвоночных (р. Вятка, г. Котельнич, Кировская область, Россия), характеризующееся отличной сохранностью окаменелых останков, является одним из богатейших для пермского периода. Отложения, вмещающие захоронения крупных парарептилий и зверообразных рептилий (например, травоядной *Deltavjatia vjatkensis*), относятся к ванюшонковской пачке верхнесеверодвинского подъяруса татарского отдела пермской системы Русской плиты; их возраст оценивается около 250 млн лет [Киселева и др., 2017]. В свою очередь, местонахождение Сундырь-1 (р. Волга, около устья р. Сундырь, Республика Марий Эл) также не уступает вышеописанному местонахождению в фаунистическом разнообразии тетрапод. Однако вмещающие отложения кардинально отличаются от предыдущих по литологическому составу: они сложены мощными конгломератами с галькой глинистых и карбонатных пород красного и светло-голубого цвета, с прослоями песков и песчаников верхней части северодвинского яруса татарского отдела.

Цель работы состоит в выяснении геохимических особенностей и сравнении фрагментов ребер пермских парарептилий с различных местонахождений. Объектами исследования являются фрагменты костей (ребра) пермских тетрапод с местонахождения Сундырь-1, располагающегося на правом берегу р. Волга, в 1 км от устья р. Сундырь в Горномарийском районе республики Марий-Эл, и с Котельничского местонахождения парейазавров, находящегося на правом берегу реки Вятки Кировской области.

Исследование производилось в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ с помощью методов оптической микроскопии (микроскопы Axio imager vario a2m, ПОЛАМ РП-1), СЭМ (Carl Zeiss AURIGA CrossBeam с ЭДС Oxford instruments Inca X-Max, оператор Б. Галиуллин), микрорентгенофлуоресцентного анализа (спектрометр M4 Tornado, оператор Б. Гареев). Подготовка образцов для СЭМ анализа проводилась с предварительным напылением углерода на образцы. Для оптического исследования было изготовлено по два шлифа для каждого из фрагментов ребер так, чтобы проследить как непосредственно саму костную ткань, так и вмещающие породы. В ходе работы исследовано четыре аншлифа и четыре прозрачных шлифа.

Оптическое исследование прозрачных шлифов в проходящем свете показало, что оба фрагмента ребер сложены хорошо сохранившимися плотной (компактной, состоящей из остеонов) и губчатой с волокнисто-слоистым строением (трабекулярной) тканями. Биоминеральный компонент разнотипной костной ткани – биоапатит, который лишь местами подвержен коллофанизации, т. е. аморфизации, проявляющейся потерей оптических свойств и прозрачности. Остеоны сложены концентрическими костными пластинками, которые наслаиваются друг на друга. Фосфатные пластинки, плотно прилегающие друг к другу, затрудняют проникновение в костную ткань сторонних минеральных веществ, благодаря чему в плотной костной ткани вторичная минерализация развита слабо. Костная ткань имеет буроватую окраску за счет пигментации железом. Вмещающие породы образцов отличаются по литологическому составу: для местонахождения Сундырь-1 – это конгломераты с включениями гальки, для Котельничского местонахождения – глинистые породы. Стенки гаверсовых каналов и ячеек трабекулярной ткани покрыты кальцитовой коркой, поры заполнены вторичным кальцитом в виде незакономерных сростков.

На СЭМ снимках образца с местонахождения Сундырь-1 удалось проследить размер пор трабекулярной части, достигающих 200 нм, и кальцитовые корки и друзы, растущие к центру пор. Также установлено практически полное отсутствие примесей в аутигенном кальците, заполняющем трабекулярную часть кости и гаверсовы каналы, тогда как сама костная ткань их содержит (табл.).

Однако результаты исследования аутигенного кальцита по данным более чувствительного метода ЛА-ИСП-МС для котельничского образца показывают наличие некоторых эле-

Таблица

					•	-				
Спектр	0	F	Na	Mg	Si	Р	Ca	Al	S	Fe
1	63.11	-	-	0.98	-	0.45	35.45	-		-
2	59.32	_	0.73	0.85	0.31	_	38.79	_	_	_
3	43.19	3.30	1.16	0.87	2.13	13.96	33.37	0.98	1.04	_
4	38.94	2.03	0.46	-	0.78	15.47	41.59	_	0.73	_
5	38.33	3.68	0.49	0.23	0.76	15.68	39.92	_	0.91	_
6	45.97	3.31	0.68	-	-	12.82	36.47		0.40	-
7	54.28	5.81	1.65	0.84	_	11.93	24.41	0.63	0.46	_
8	48.74	5.54	1.38	0.73	1.24	13.13	28.13	0.68	0.43	-
9	41.29	-	0.96		-	14.75	32.60		0.47	9.94

Распределение химических элементов во фрагменте ребра из местонахождения Сундырь-1 (мас. %)

Примечание. Прочерк – не определено. Спектры: 1 – кальцит в гаверсовом канале в обр. 1, сухой; 2 – кальцит, заполняющий губчатую часть кости в обр. 3, глицерин; 3 – поверхность кости обр. 3, глицерин; 4 – переходная зона от плотной части к губчатой обр. 3, глицерин; 5 – трабекулярная часть обр. 3, глицерин; 6 – поверхность плотной части обр. 1, сухой; 7 – поверхность остеона обр. 1, сухой; 8 – поверхность остеона около гаверсова канала обр. 2, мокрый»; 9 – поверхность кости обр. 2, мокрый. Суммарное количество элементов в каждом спектре – 100 мас. %.

ментов-примесей, которые распределены по-разному: некоторые элементы – относительно равномерно (например, Pb, Ba), другие проявляют зоны обеднения-обогащения (Sr, La), третьи – распределяются неравномерно, чередуя высокие и низкие содержания (Mn, Sm, Yb, Y) [Червяковская и др., 2019]. Следовательно, для более детального выяснения микроэлементного состава примесей для кости с сундыревского местонахождения, необходимо проведение дополнительных анализов.

Компоненты химического состава костей делятся на компоненты биоапатита и ксеноминеральных загрязнений (CaO+Na₂O+P₂O₅+SO₃ и SiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃+MnO+MgO+SrO+K₂O). Содержания последних уменьшаются по мере увеличения плотности [Силаев и др., 2016]. Исходя из результатов СЭМ анализа, можно сделать вывод о том, что загрязняющие вещества из окружающей среды приурочены к губчатой ткани, как к менее плотной.

На картах распределения элементов, полученных в результате микрорентгенофлюоресцентного анализа, видно, что Р, S и РЗЭ сконцентрированы в плотной ткани (рис. 1, 2). Алюминий, Si и Fe сосредоточены в породе, откуда и могли мигрировать в костную ткань. Алюминий и Si на рис. 1 связаны с вмещающей породой песчанистого состава. Рассеянный Сd чаще всего содержится в минералах Zn. Стронций часто встречается в качестве спутника Са, накапливается в организмах живых существ, изоморфно замещая Са в апатите, особенно, в костях, чем и объясняется его концентрация в костной ткани обоих образцов. С распадом органического вещества возрастает содержание F и P в костной ткани. Фосфор обычно связан как с органическим веществом, так и с вмещающими осадками, заполняющими пустоты в костной ткани [Немлихер и др., 2004]. В данном случае, он связан именно с органикой, т. к. контактовая порода не содержит Р. Апатитовый модуль (Са/Р) соответствует гидроксилапатиту, где по мере сокращения конституционной воды гидроксид-ион замещается F, который отмечается в результате анализа, т. е. гидроксилапатит переходит во фторапатит. Равномерное распределение легких элементов (Na и Mg) по обоим образцам говорит о длительных диффузионных процессах. Ожелезнение сильнее всего затронуло губчатую ткань на границе с плотной в образце с Котельничского местонахождения, а на местонахождении Сундырь-1 оно приурочено к трещинам и разуплотнениям ткани. Марганец концентрируется в более мелких порах, трещинах, а Fe, наоборот, в более крупных пустотах, таких как гаверсовы каналы, по-



Рис. 1. Карты распределения микроэлементов по фрагменту ребра пермской парарептилии из местонахождения Сундырь-1.

Здесь и на рис. 2 светлые области соответствуют более высоким содержаниям, темные – более низким.

этому Fe и наблюдается в плотной ткани [Dumont et al., 2009]. РЗЭ могут входить в состав биоапатита в виде примесей в результате изоморфных замещений в его структуре [Николаев, 2017]. Так, в тканях котельничского образца сосредоточились как Ce (с его преобладанием), так и Y, а в сундыревском образце – только Y. Остальные РЗЭ, вероятно, имеют содержания ниже пределов обнаружения методом микрорентгенофлуоресцентного анализа; по этой же причине на картах распределения РЗЭ не фиксируются во вмещающих породах.



Рис. 2. Карты распределения микроэлементов по фрагменту ребра пермской парарептилии из Котельничского местонахождения.

Таким образом, оптические исследования позволили установить степень сохранности костной ткани, а картирование с помощью микрорентгенофлуоресцентного анализа ископаемых костных тканей тетрапод выявило особенности распределения элементов по остаткам костей и породе, а также различия элементного состава описываемых образцов с местонахождений Сундырь-1 и Котельнич.

Литература

Киселева Д.В., Шиловский О.П., Шагалов Е.С., Рянская А.Д. Особенности состава и структуры пермских тетрапод Котельничского местонахождения (р. Вятка) и их изменения при фоссилизации как

основа для палеоэкологических реконструкций // Металлогения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017. С. 249–252.

Немлихер Ю.Г., Батурин Г.Н., Калласте Т.Э., Мурдмаа И.О. Преобразование гидроксил-апатита костного фосфата со дна океана в ходе фоссилизации // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 5. С. 539–551.

Николаев А.М. Изоморфизм, условия образования и свойства биогенного апатита и ассоциирующих с ним ортофосфатов. Дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. СПб., 2017. 141 с.

Силаев В.И., Пономарев Д.В., Симакова Ю.С., Шанина С.Н., Смолева И.Р., Тропников Е.М., Хазов А.Ф. Минералого-геохимические исследования костного детрита плейстоценовых млекопитающих, включающего древнейший в Северной Евразии сапиенс. // Журнал «Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН». 2016. № 5. С. 23.

Червяковская М.В., Носовский Я.В., Киселева Д.В., Шиловский О.П. Микроэлементное ЛА-ИСП-МС картирование аутигенного кальцита Котельничского местонахождения парейазавров, Кировская область // Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2019. С. 308–311.

Dumont M., Zoeger N., Strel C., Wobrauschek P., Falkenberg G., Sander P., Pyzalla A. Synchrotron XRF analyses of element distribution in fossilized sauropod dinosaur bones // Powder Diffraction. 2009. Vol. 24(2). P. 130–134.

О.Н. Якимова¹, О.В. Ракова¹, С.В. Гаврилкина², С.А. Тихонова³, Т.Г. Крупнова¹ ¹ – Южно-Уральский государственный университет, г. Челябинск krupnovatg@susu.ru ² – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО PAH, Ильменский заповедник, г. Миасс ³ – Якутский научный центр СО РАН, Институт физико-технических проблем Севера СО РАН, г. Якутск

Оценка загрязнения снежного покрова в зоне влияния Коркинского угольного разреза (Южный Урал)

Снежный покров является эффективным накопителем загрязняющих веществ, которые сохраняются в нем в неизменном состоянии в течение зимы, а концентрация этих веществ в снеге оказывается обычно на два-три порядка выше, чем в атмосферном воздухе. По химическому составу снега можно установить площадное распределение и количественные характеристики веществ, осаждающихся зимой из атмосферы, и, благодаря этому, выявить источники загрязнения и ареалы их влияния, получить приближенную оценку количества токсикантов, выносимых с территории городов и промышленных площадок талыми водами и мигрирующих в почвы и подземные воды, которые возможно фиксировать и наблюдать с помощью дешифрирования спутниковой информации. Использование данных дистанционного зондирования (ДДЗ) в практике выделения ареалов загрязнений, наблюдаемых вокруг промышленных объектов, чаще всего основано на анализе взаимосвязи процессов снеготаяния с распределением осажденных из атмосферы на снежный покров взвешенных частиц. Главные преимущества ДЗЗ – высокая скорость получения данных о больших площадях земной поверхности, а также возможность получения информации об объектах, практически недоступных для исследования другими способами.

В данной работе использовано дешифрирование космоснимков методом спектрального анализа для оценки загрязнения снежного покрова в угледобывающих районах. Объектом исследования стал Коркинский угольный разрез вблизи г. Челябинска. Исследованы разновременные снимки со спутников Landsat 5 и 8. Для обработки снимков и оценки спектральной характеристики использовался программный комплекс ENV. За эталон выбрана спектральная кривая «нормального» снега из спектральной библиотеки программного комплекса ENVI. Концентрации металлов (Al, As, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sb, Sr и Zn) в снежном покрове в растворенной и взвешенной формах проанализированы в ЦКП ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН методами спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) Varian 720-ES (аналитик Р.Т. Зайнуллина) и атомно-абсорбционной спетрометрии Analyst 400 фирмы Perkin Elmer (аналитик Л.Б. Лапшина).

Исследуемые участки выбраны на ровной безлесной местности с учетом розы ветров. Фоновый участок выбран по направлению наименьшего значения к северо-востоку. С 2003 по 2020 гг. загрязнение снежного покрова снизилось, что было связано с постоянным снижением добычи угля. В 2020 г., когда была остановлена добыча угля, и начался процесс рекультивации и дезактивации шахты, состояние снежного покрова на выбранном участке стало



Рис. Средние значения концентраций металлов в талой воде и нерастворимом осадке.

близким к фоновому. В 2020 г. Коркинский разрез оказал минимальное влияние на состояние снежного покрова. К моменту отбора проб в 2020 г. Коркинский рудник оказал минимальное влияние на снежный покров, т. к. добыча угля уже остановлена.

Результаты анализа показали (рис.), что Fe, Al и Zn имеют наибольшие содержания в талой воде, а концентрации Cd и Ni незначительны. Взвешенные частицы, в основном, содержали Fe и Al. Содержания Cd и Ni были минимальны. Появление растворенных металлов в снежном покрове территории связано с естественным атмосферным выпадением и, в меньшей степени, с антропогенными источниками. Химический состав снежного покрова показал относительно высокую изменчивость содержания взвешенных металлов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (государственное задание FENU-2020-0022).

Д.А. Попова¹, О.В. Ракова¹, С.В. Гаврилкина², Т.Г. Крупнова¹ ¹ – Южно-Уральский государственный университет, г. Челябинск krupnovatg@susu.ru ² – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Ильменский заповедник, г. Миасс

Мониторинг мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска

Для мониторинга мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска, были выбраны три стационарных и два маршрутных поста. Они размещались в местах, выбранных на основе обязательного предварительного исследования загрязнения воздушной среды города промышленными выбросами, выбросами автотранспорта, бытовыми и другими источниками и изучения метеорологических условий рассеивания примесей путем эпизодических наблюдений, расчетов полей максимальных концентраций примесей. При этом учитывалась повторяемость направления ветра над территорией города.

Пост 1 находился в зоне влияния выбросов автотранспорта; маршрутный пост: пересечение ул. Кирова и проспекта Победы (55°11′7″ с.ш. 61°24′12″ в.д.); пост 2 – в зоне влияния промышленного узла АО ЧЭМК, точка контроля: ул. Горького, 89 (55°11′20″ с.ш. 61°25′53″

Таблица

Номер поста	Дата отбора пробы	отбора Результаты измерения робы (абсолютное значение, мг/м ³)		Превышение гигие- нических нормативов (доли ПДК)	
		Взвешенные части	цы РМ2.5		
	09.01.2020	0.049 ± 0.010	0.035	1.40	
	21.01.2020	$0.040{\pm}0.008$	0.035	1.14	
1	14.02.2020	0.045 ± 0.009	0.035	1.29	
1	20.02.2020	$0.044{\pm}0.009$	0.035	1.26	
	23.04.2020	0.041 ± 0.008	0.035	1.17	
	08.05.2020	$0.037 {\pm} 0.007$	0.035	1.06	
	15.02.2020	0.090±0.018	0.035	2.57	
	10.03.2020	$0.089{\pm}0.018$	0.035	2.54	
	21.04.2020	$0.073 {\pm} 0.015$	0.035	2.09	
2	24.04.2020	$0.049{\pm}0.010$	0.035	1.40	
	27.04.2020	$0.040{\pm}0.008$	0.035	1.14	
	09.05.2020	$0.050{\pm}0.010$	0.035	1.43	
	21.05.2020	0.045 ± 0.009	0.035	1.29	
	08.02.2020	$0.040{\pm}0.008$	0.035	1.14	
	14.02.2020	0.068 ± 0.014	0.035	1.94	
5	24.03.2020	0.041 ± 0.008	0.035	1.17	
	02.04.2020	0.036 ± 0.007	0.035	1.03	
	20.04.2020	$0.046{\pm}0.009$	0.035	1.31	
		Взвешенные части	щы РМ10		
	15.02.2020	0.106±0.021	0.06	1.77	
	10.03.2020	$0.092{\pm}0.018$	0.06	1.53	
2	21.04.2020	$0.074{\pm}0.015$	0.06	1.23	
	09.05.2020	$0.064{\pm}0.013$	0.06	1.07	
	14.02.2020	$0.080{\pm}0.016$	0.06	1.33	
		Взвешенные ве	щества		
2	24.04.2020	0.16±0.03	0.15	1.07	

Результаты измерений проб с превышением гигиенических нормативов

в.д.); пост 3 – в зоне влияния промышленного узла ПАО ЧТПЗ, точка контроля: ул. Нахимова, 3 (55°7′22″ с.ш. 61°28′17″ в.д.); пост 4 – в зоне влияния выбросов автотранспорта, маршрутный пост: пересечение ул. Героев Танкограда и пр. Ленина (55°9′41″ с.ш. 61°27′15″ в.д.); пост 5 – в зоне влияния выбросов промышленного узла ПАО ЧМК, точка контроля: в районе д. 1а по ул. Сталеваров (55°15′57″ с.ш. 61°24′15″ в.д.). Измерения взвешенных веществ, в том числе концентраций мелкодисперсных частиц с аэродинамических диаметром менее 10 мкм (РМ10) и менее 2,5 мкм (РМ2,5), производились с помощью анализатора пыли АТМАС (Россия, НТМ-Защита, Москва). Результаты измерений в дни, когда были выявлены превышения предельно допустимых концентраций, представлены в таблице.

Таким образом, выявлены 24 пробы с превышениями концентраций взвешенных веществ по сравнению с гигиеническим нормативом (табл.), из них 18 проб – с превышениями по РМ2.5 и 5 проб – с превышением содержания РМ10. Наибольшим содержанием взвешенных веществ в приземном слое воздуха характеризуются точки 1 (маршрутный пост ул. Кирова / пр. Победы.), 2 и 5 – посты, расположенные в зоне влияния металлургических предприятий города.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Челябинской области, проект № 20-45-740002.

Фосфориты Ижбердинского месторождения глин (Оренбургская область) (научный руководитель – А.В. Никифоров)

На Ижбердинском месторождении глин в Оренбургской области фосфоритовые отложения образуют небольшие линзовидные залежи в разрезе вскрышных пород. С целью палеонтологических исследований в карьере задокументирован уступ длиной 180 м и высотой 3 м. В результате работ выделено десять тел фосфоритов, отобраны и описаны образцы желваковых, слоистых, ноздреватых и песчанистых фосфоритов и глауконит-фосфоритовых песков. Установлено, что фосфориты характеризуются повышенной радиоактивностью до 50–70 мкР×ч. Области развития фосфоритов картируются радиоактивными аномалиями. В 2020 г. радиометрическая съемка на площади 40 га по сети 50×20 м в 200–800 м к югу и юго-западу от карьера позволила выделить пять залежей фосфоритов, содержащих костные остатки. Также установлена широтная ориентировка залежей фосфоритов. Один из участков, прилегающий к автодороге, будет рекомендован как палеонтологический памятник природы регионального значения.

> **А.С. Терехова** Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Эклогиты Шубинского месторождения (Оренбургская область) (научный руководитель – А.В. Никифоров)

Эклогиты – это метаморфические породы основного состава, состоящие преимущественно из диопсид-жадеитового клинопироксена (омфацита) и пироп-гроссулярового граната. Они обладают самой высокой плотностью среди горных пород – 3560 кг/м³. Эклогиты образуются при высоких температурах и давлении, встречаются в виде тектонических тел (будин) и слоев в метаморфических комплексах. Неизмененные эклогиты содержат травяно-зеленый пироксен (омфацит) и яркий гранат (пироп-альмандин) оранжево-красного и малинового цветов. Вокруг порфиробластовых гранатов возможно развитие оторочек кварца [Линникова, 2009]. В качестве второстепенных и акцессорных минералов могут присутствовать слюда – фенгит, глаукофан, рутил, при диафторезе появляются роговая обманка, хлорит и эпидот.

Шубинское месторождение рутилоносных эклогитов расположено в 2.5 км к северо-западу от с. Шубино Кувандыкского района Оренбургской области. С 1958 г. здесь пройдены десятки скважин, разведочные траншеи и шахта. Нами проведено макроописание отобранных образцов эклогитов. Цвет основной массы породы изменяется от темно-зеленого до синевато-черного в зависимости от количества вторичных минералов: глаукофана и роговой обманки. Содержание граната (альмандина) достигает 30 %. Встречаются участки слюдистых неясно-полосчатых эклогитов. Обнажения эклогитов и отвалы разведочных траншей Шубинского месторождения могут рассматриваться как один из пунктов обзорной геологической экскурсии [Чибилев и др., 2000].

Литература

Линникова О.Л. Эклогиты максютовского комплекса (Южный Урал). Дипломная работа. Екатеринбург: УГГУ, 2009.

Чибилев А.А., Мусихин Г.Д., Петрищев В.П., Павлейчик В.М., Сивохип Ж.Т. Геологические памятники природы Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 2000. 400 с.

В.С. Гончаров

Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Физические свойства минералов группы сульфатов

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

Сульфаты являются одной из основных групп минералов, известных в современной минералогии. Неорганические сульфаты являются ионными соединениями и содержат анион SO_4^{2-} . Большинство из них образуют кристаллы; средние и кислые сульфаты, как правило, растворимы в воде [Химический..., 1983]. Нерастворимыми являются сульфаты тяжелых щелочноземельных металлов (барит $BaSO_4$), сульфаты легких и щелочноземельных металлов (гипс $CaSO_4$ и целестин $SrSO_4$) и сульфат свинца плохо растворимы. Основные сульфаты обычно малорастворимы или нерастворимы либо гидролизуются. В настоящий момент на Урале установлено 129 минеральных видов сульфатов, из них половина имеет техногенную природу. Водные сульфаты – один из главных загрязнителей природной среды.

Для изучения физических свойств сульфатов были выбраны гипс, ангидрит, барит, целестин, халькантит, мирабилит и тенардит. С этими минералами проведено несколько экспериментов.

1. Качественный анализ катионов определен методом окрашивания пламени. Окраска пламени: Си – синий, Na – желтый, Ba – желто-зеленый, Sr – красный.

2. Путем частичной дегидратации (нагрев) образцов гипса получен гипсовый цемент (алебастр) и вычислена теоретическая масса алебастра. Определена растворимость гипса в воде в зависимости от температуры и рН. Выявлены особенности строения кристаллической структуры гипса путем наблюдения за ростом и ориентировкой кристаллов халькантита на свежей поверхности кристалла гипса и на стекле. В результате кристаллы халькантита расположились хаотично на стекле и ориентировано на гипсе.

3. Наиболее трудным оказалось выращивание кристаллов мирабилита в насыщенном растворе, помещенном в холодильник. Полученные кристаллы прозрачного мирабилита затем использовались для изучения процесса дегидратации в течение трех суток. Построен график проведения эксперимента.

Литература

Химический энциклопедический словарь. М.: Советская энциклопедия, 1983. 791 с.

Е.С. Поздеева Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Зубы акул родов *Squalicorax* и *Pseudocorax* на местонахождении Ижберда (Оренбургская область)

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

В карьере на местонахождении Ижберда в Оренбургской области была собрана коллекция 306 зубов древних акул, из них 27 зубов акул рода *Squalicorax*, а также один зуб, который является предполагаемым зубом акулы рода *Pseudocorax*. Для сравнения из коллекции Клуба юных геологов-экологов привлечено около 500 зубов акул рода *Squalicorax*, в том числе 15 крупных зубов размером более 22 мм, сходных с таковыми рода *Squalicorax plicatus*.

Согласно литературным данным Squalicorax – «акула-ворон» – род вымерших ламноидных (отряд *Lamniformes*) акул, существовавший в меловом периоде. Их зубы, а иногда и окаменевшие скелеты, находят в Северной Америке, Африке и Европе. *Pseudocorax* – это вымерший род акул, известный в отложениях мелового периода в Египте, Евразии и Соединенных Штатах. Название этого рода расшифровывается как «ложный ворон» из-за сходства его зубов с зубами *Squalicorax*. Первоначально род считался (вместе со своим родственником *Galeocorax*) членом семейства *Anacoracidae* (к которому принадлежит *Squalicorax*). Исследование, проведенное в 2012 г., переместило его и *Galeocorax* в новое семейство *Pseudocoracidae*, сделав его лишь отдаленно связанным со *Squalicorax*.

Таким образом, в результате работ удалось уверенно выделить два вида акул *Squalicorax kaupi* и *Squalicorax lindstromi* и определить, предположительно, два рода зубов акул *Pseudocorax* и *Ptychocorax*. Работа по изучению зубов акул рода *Squalicorax* будет продолжена.

Е.М. Шопина Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Аккермановские ринхонеллиды (Оренбургская область)

(научный руководитель – А.В. Никифоров)

Аккермановский риф расположен на западной окраине г. Новотроицка на дне и в западном борту разрабатываемого ООО «ЮУГПК» карьера известняков. Визитными карточками этого рифа можно считать колонии кустистых кораллов отряда геттерокораллов, разнообразные раковины гастропод, колонии узкоконических брахиопод рода *Striatifera* отряда продуктид, среднеразмерные раковины брахиопод рода *Goniophora Yanischewsky* отряда ринхонеллид и трилобиты. Специалисты Палеонтологического института РАН (г. Москва), изучавшие раннекаменноугольные известняковые рифы, назвали его лагерштеттом.

Раковины ринхонеллид резко выделяются на светлом фоне известняков розоватым цветом, крупными ассиметричными складками и макушками, сильно сжатыми с боков. По особенностям строения раковин выделено три вида: *Goniophora montrosa, Goniophora carinata u Yanischewskyella*.

В дальнейшем Клуб юных геологов планирует провести детальные палеонтологические поиски богатых рифов на всей площади Аккермановской грабенсинклинали размером 12 × 3 км за пределами карьера. Это рекомендуемый нами геологический памятник природы Оренбургской области.

А. Сапрыкина Клуб юных геологов-экологов им. Г.А. Сопоцько, г. Орск

Окаменелая древесина на местонахождении Ижберда, Оренбургская область (научный руководитель – О.С. Чуманова)

В результате палеонтологических экспедиций сделаны находки крупных рептилий, и рядом с ними обнаружены многочисленные остатки окаменелой древесины. С помощью палеонтологической литературы описаны и изучены некоторые образцы древесины. В них хорошо просматриваются слоистость, сучки, ядро и кольца. Также наблюдаются ходы камнеточцев, что может свидетельствовать о том, что эти части дерева некоторое время находились в воде. В результате наблюдений можно предположить, что найденные фрагменты окаменелого дерева относятся к веткоподобным хвойным, возможно, болотным кипарисам *(Cupressino cladus ketensis)*.

АННОТАЦИИ

УДК 553.06

О возможной роли сипового биогальмиролиза в формировании субмаринных месторождений. Масленников В.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрена возможная роль сипового биогальмиролиза в формировании субмаринных колчеданных, марганцевых, железорудных месторождений, что предполагает участие процессах гальмиролиза осадков микроорганизмов, процветающих в зонах газового просачивания (сипах). Предложенная гипотеза влияния сипового гальмиролиза на формирование железорудных, марганцеворудных, бокситовых, фосфоритовых и нефтяных месторождений может быть дополнена и другими полезными ископаемыми. Среди них, например, нефтеносные титановые руды Ярегского месторождения, цеолититы, аномальные участки накопления РЗЭ на дне современных океанов, накопление исходного золота и редких металлов в органогенных илах, после метаморфизма которых формируются золоторудные, серебряные, редкоземельные, ванадиевые, вольфрамовые и урановые месторождения.

Библ. 15.

УДК 551.21:552.11

О результатах разработки моделей рудно-магматических систем колчеданоносных девонских вулканических комплексов Магнитогорской островодужной мегазоны. Косарев А.М. // Металлогения современных и древних океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Выделены геодинамические обстановки островодужного склона глубоководного желоба с оруденением Co-Cu-колчеданного типа; надсубдукционные обстановки фронтальной и развитой островных дуг с рудами Cu>Zn; надсубдукционные обстановки тыловой островной дуги с оруденением барит-колчеданно-полиметаллического типа; задуговых бассейнов с медными рудами Cu>>Zn; внутридуговых бассейнов с оруденением Zn>Cu, включая и руды с полиметаллическим уклоном. Охарактеризованы также безрудные зоны с проявлениями внутриплитного базальтового вулканизма.

Библ. 10.

УДК 551.2

Геодинамические условия формирования Восточно-Уральской мегазоны (Южный Урал). Сначев В.И. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В истории развития Восточно-Уральской мегазоны выделены два крупных периода – верхнедокембрийский (RF-V), с которым связаны находки алмазов метаморфогенного типа, и палеозойский (Pz). В последнем, в свою очередь, установлено пять стадий, каждая из которых обладает определенным набором магматических и рудных формаций: рифтогенная (O–S) (полиметаллические руды, флюорит), островодужная (D₁₋₂), активной континентальной окраины (D₃–C₁) (медно-порфировое, медно-скарновое, золоторудное, редкометалльное оруденение), коллизионная (C₂–P₁) (уран, пегматиты, тантало-ниобиевая минерализация) и платформенной активизации (P₂–T) (алмазы лампроитового типа).

Библ. 10.

УДК 552.321.6

Ультрамафитовые пояса Южного Урала: минералогия, геохимия, рудоносность. Савельев Д.Е. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены особенности состава и рудоносности ультрамафитов мантийных разрезов офиолитовой ассоциации из различных поясов Южного Урала. Продемонстрированы закономерности изменения состава пород вкрест простирания уральских структур. Массивы лерцолитового типа встречаются только в самых западных поясах, они сложены наименее деплетированными реститами с наиболее глиноземистыми хромшпинелидами и близкими к хондритовым содержаниями РЗЭ. С запада на восток усиливается интенсивность проявления коровых метаморфических процессов: главными минералами серпентиновой группы в массивах Кракинского пояса и зоны Главного Уральского разлома являются низкотемпературные – лизардит и хризотил, а большая часть массивов восточных поясов сложены антигоритом. Ультрамафитовые массивы характеризуются крайне неравномерным распределением минеральных ресурсов, основными из которых являются хромититы. Наиболее крупные месторождения хрома сосредоточены в южной части рассматриваемой территории: уникальные залежи хромититов приурочены к Кемпирсайскому массиву (западный пояс), а многочисленные рядовые подиформные тела хромититов встречаются в пределах Аккаргинского массива (восточный пояс). Другие массивы территории обладают более ограниченными ресурсами. На основе изучения минералого-геохимических особенностей ультрамафитов предложены геодинамические интерпретации.

Илл. 1. Библ. 8.

УДК 550.4

Особенности формирования палеозойских палеоокеанических клинопироксенсодержащих ультрамафитовых комплексов Западной Сибири. Симонов В.А., Котляров А.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследования клинопироксенсодержащих ультрамафитовых комплексов Западной Сибири свидетельствуют об участии магматических систем срединно-океанических хребтов при формировании перидотитов Хултурского массива в ходе падения давления от 9.4 до 2.6 кбар и кристаллизации оливина (начало образования 1555 °C), ортопироксена (1330 °C) и клинопироксена (1285–1225 °C). Образование пикритовых порфиритов Чкаловской площади происходило из расплавов с островодужными и плюмовыми характеристиками при последовательной кристаллизации оливина (1540–1490 °C, 12.8–7.0 кбар), клинопироксена (1315–1215 °C, 8.0–4.5 кбар) и амфибола (1105–1060 °C, 4.5–6.1 кбар) из островодужных и плюмовых расплавов.

Библ. 10.

УДК 553.48(100)

Реакционные структуры шпинелей и происхождение троктолитов Бушвельда, Южная Африка. Юдовская М.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе рассмотрено происхождение шпинель-силикатных симплектитов в троктолитах Бушвельда. Приводятся доказательства в пользу того, что симплектиты разных типов и связанные с ними другие реакционные текстуры образовались при взаимодействии габброидных расплавов и оливинсодержащих кумулатов в резидентной камере. Химический состав шпинели в симплектитах отражает прогрессирующую, хотя и неравномерную дифференциацию снизу вверх, которая связана не с эволюцией в закрытой камере, а с множественными внедрениями из промежуточного очага.

Библ. 5.

УДК 553.461

Хромититы Главного Сарановского месторождения, Пермский край: минеральный состав и генезис. Кислов Е.В., Каменецкий В.С. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучен минеральный состав хромититов Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения. Развитие зерен хромита в интерстициях силикатов, постоянство его состава, идиоморфизм, повышенная хромистость мелких и периферии крупных зерен хромита, отсутствие коррозии, замещения хроммагнетитом или хлоритом, ксеноморфный высокохромистый хромит, ассоциация с хромсодержащими минералами и минералами гидротермального происхождения, совместный рост хромита с уваровитом, преобладание во включениях в хромите минералов с Na и H₂O, включения идиоморфных зерен и лейст хлорита, кристаллов массикота, включение лаурита с кристаллографически ограненным включением халькозина,присутствие хромита в скарне по диабазам и состав апатита свидетельствуют о том, что хромит не был источником Cr для других минералов, а формировался совместно с гидротермальными минералами в ходе единого процесса.

Илл. 2. Библ. 12.
УДК 551.351, 553.068

Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в Южном Предуралье: первые данные о геологии, литологии и минералогии рудоносных отложений. Рахимов И.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В разрезе пермских отложений в Южном Предуралье обнаружено новое россыпное хромитовое рудопроявление, названное Сабантуйским. Россыпь приурочена к прибрежно-морским песчаникам казанского яруса и содержит пласты хромитолитов мощностью 1–130 мм и содержанием Cr₂O₃ 15.9–17.2 мас. %. Состав хромитов соответствует хромитам из офиолитовых ассоциаций. Источник хромитов не установлен, но его выяснение в перспективе имеет большое значение для реконструкции среднепермских тектономагматических событий в Южном Предуралье.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 7.

УДК 553.068.5.

Численное прогнозирование потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на примере лопаритовых россыпей Ловозерского массива. Лаломов А.В., Бочнева А.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В пределах северной периферии Ловозерского массива (Кольский полуостров) выделены основные факторы формирования редкометалльных лопаритовых россыпей ближнего сноса. Произведена формализация (численная оценка) факторов; выработаны мультипликативные показатели, отражающие россыпной потенциал территорий; произведена оценка эффективности разработанных показателей на эталонных объектах северной периферии массива. Разрабатываемая методика позволяет автоматизировать процесс прогнозирования редкометалльной россыпной металлоносности.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 553.46

Сравнение состава хромшпинели хромититов Йоко-Довыренского расслоенного и Маринкина концентрически-зонального ультрамафит-мафитовых массивов (Северное Прибайкалье). Вурмс Д.М., Кислов Е.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Проведено сравнение состава хромшпинелидов из хромититов рифтогенного Йоко-Довыренского расслоенного и островодужного Маринкина концентрически-зонального массивов, близких по месторасположению, составу и возрасту. Шпинелид Маринкина массива относится к хромит-герциниту (Fe_{0.4-0.95}Mg_{0.05-0.6})(Al_{0.3-1.3}Cr_{0.3-1.3}Fe_{0.2-1.3})O_{4.0}, а Йоко-Довыренского – к шпинели (Mg_{0.6-0.8}Fe_{0.2-0.4})(Al_{0.2-1.2} Cr_{0.02-0.9}Fe_{0.1-0.4})O_{4.0}. Это отражает различия в их генезисе: хромититы Йоко-Довыренского интрузива являются высокохромистыми эндоскарнами магматического этапа, а хромититы Маринкина плутона – метаморфогенными, сформированными при регенерации дунитов.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.261:553.430

Рений в молибдените порфировых месторождений Урала: региональная эволюция. Плотинская О.Ю. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены вариации содержаний Re в молибдените порфировых месторождений в процессе эволюции Уральского региона от островодужной стадии до коллизионной. Изучена зависимость средних геометрических значений содержаний Re в молибдените от основных геохимических параметров порфировых месторождений и материнских интрузивных пород. Значимая положительная корреляция существует между содержанием Re и абсолютным возрастом месторождений. Установлена отрицательная зависимость между содержанием Re и количеством SiO₂, K₂O, суммой щелочей, суммой РЗЭ и отношениями La/Yb и Sm/Yb в породах, ассоциирующих с порфировым оруденением. Наиболее высокие содержания Re зафиксированы в молибдените месторождений, связанных с субдукцией в обстановке океанических островных дуг (Томинское, Зеленый Дол, Вознесенское), значительно более низкие – в

молибдените месторождения Бенкала, образовавшемся в обстановке активной континентальной окраины, и самые низкие – в месторождениях, связанных с коллизионными процессами (Талицкое). Показано, что изменение содержаний Re в молибдените отражает эволюцию как отдельных островодужных террейнов, так и Уральского региона в целом.

Илл. 2. Библ. 7.

УДК 553.065.1

Барит-свинцовое оруденение в рифовых известняках месторождения Ушкатын-III (Центральный Казахстан): условия локализации, состав, генезис. Брусницын А.И., Перова Е.Н., Садыков С.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены данные о геологических условиях залегания, минеральном составе и текстурах баритгаленитовых руд месторождения Ушкатын-III в Центральном Казахстане. Изучен изотопный состав серы в барите и галените, углерода в кальците рудовмещающих известняков. Показано, что рудные залежи накапливаются при разгрузке гидротермальных растворов в пределах еще формирующейся рифовой постройки.

Библ. 7.

УДК 553.435:549.324.31 (470.5)

Минералого-геохимические особенности пиритовых конкреций рудных диагенитов колчеданных месторождений Урала. Сафина Н.П., Мелекесцева И.Ю., Аюпова Н.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Проведен сравнительный анализ пиритовых конкреций из рудных диагенитов колчеданных месторождений Урала, ассоциирующих с сульфидно-черносланцевыми (Сафьяновское), сульфидно-карбонатно-гиалокластитовыми (Талганское) и сульфидно-серпентинитовыми (Дергамышское) диагенитами. Конкреции имеют сходное строение и состоят из ядра раннедиагенетического мелкокристаллического пирита и каймы позднедиагенетического крупнокристаллического пирита. Конкреции замещаются аутигенным сфалеритом, халькопиритом, галенитом и блеклыми рудами (Сафьяновское), сфалеритом, халькопиритом и галенитом (Талганское), а также пирротином, кубанитом и халькопиритом (Дергамышское). В составе конкреций отмечаются различные ассоциации акцессорных минералов с преобладанием галенита и блеклых руд, различных теллуридов и сульфоарсенидов Со и Ni. Ядра конкреций обогащены большинством элементов-примесей в отличие от кайм. Конкреции пирита из сульфидночерносланцевых диагенитов обогащены большинством элементов-примесей, что связано с повышенной сорбционной способностью осадков, обогащенных органическим веществом. Конкреции пирита из сульфидно-карбонатно-гиалокластитовых диагенитов концентрируют элементы-примеси из морской воды, гиалокластитов и обломков руд с многочисленными включениями акцессорных минералов, содержащих Pb, Sb, Te. Конкреции из сульфидно-серпентинитовых диагенитов содержат высокие концентрации Со и Ni – типичных микроэлементов ультраосновных пород и первичных руд месторождения.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.3.071

Редкие минералы марганцевых пород Учалинского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал). Жданова Л.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены результаты исследования образцов марганцевых пород Учалинского месторождения. В образцах впервые диагностированы редкие минералы саркинит, свабит, черновит и РЗЭ эпидот. Приведены химические составы и коэффициентов формул минералов. Выявлены минеральные ассоциации, в состав которых входят найденные редкие минералы.

Табл. 2. Библ. 5.

УДК 55.553.2

Состав и особенности формирования медно-цинковых руд колчеданного типа на Западно-Ащебутакском месторождении (Орское Зауралье). Тагирова Л.Р., Хасанов Р.Р., Каюмов И.Ф. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе показаны результаты изучения вещественного состава рудной минерализации Западно-Ащебутакского медно-цинкового месторождения методами оптической микроскопии, РФА и ИСП МС. Минеральный состав руд представлен сульфидами меди и цинка. По морфологическим признакам выделяется до трех генераций главных рудных минералов (пирит, халькопирит и сфалерит), характеризующих различные стадии формирования медно-цинковой минерализации сплошного (массивного) и прожилково-вкрапленного типа. В химическом составе руд присутствует множество элементов-примесей, из которых повышенные концентрации демонстрируют Pb, As, Cd, Sb, Co и P3Э. По данным корреляционного анализа выделяются две устойчивые парагенетические ассоциации химических элементов: Cu-Fe-Co-As-Sb и Zn-As-Sb-Cd-Ba, которые связаны с определенными минеральными парагенезисами. В результате последовательного поступления порций рудоносных растворов разного химического состава образовались медноколчеданные и полиметаллические типы руд.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.435:549

Минеральный состав надрудной слоистой пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Восточные Понтиды). Аюпова Н.Р., Сафина Е.В. // Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрен минеральный состав пород надрудной слоистой пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос, сложенной из переслаивающихся госсанитов, разноцветных аргиллитов и гиалокластогенных песчаников кислого состава. Для всех разновидностей пород характерно присутствие неравномерно преобразованного гиалокластического материала в глинисто-кремнистую массу как результат процессов гальмиролиза. Наиболее высокие содержания сульфидного материала, тонкодисперсных оксидов железа и кварца характерны для госсанитов, перекрывающих обломочные руды, формирование которых связано с окислением сульфидного материала. Появление в составе аргиллитов фрамбоидального пирита и углеродистого вещества, а также тонкой вкрапленности пирита в аргиллитах указывают на условия проявления сульфатредуцирующих процессов. Для гиалокластогенных песчаников характерно обилие карбонатного материала и хорошая сохранность раковин фораминифер, что свидетельствуют о глубинах формирования пород выше уровня карбонатной компенсации. Обилие апатита в изученных породах связано с выпадением фосфатных соединений вследствие частичного растворения примеси карбонатов в околорудных условиях. Содержание в отложениях богатой планктонной микрофауны (радиолярий и фораминифер), наличие трубчатых и бактериоморфных структур, а также углеродистого и фосфатного веществ в изученных отложениях указывают на существенный вклад биогенного материала при их формировании.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 553.435: 553.252.2: 549.321.1:549.52

Геохимия элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля Ашадзе-2 (12° 58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет): геохимические и термодинамические данные. Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третьяков Г.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

С помощью ЛА ИСП МС изучено распределение элементов-примесей в изокубаните, халькопирите, пирите, борните и ковеллине из окисленных медных руд гидротермального поля Ашадзе-2 (12°58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет). Изокубанит характеризуется наибольшими содержаниями Со (4797 г/т; здесь и далее – медианные значения). Халькопирит концентрирует больше всего Au (7.41 г/т). Борнит содержит наибольшие количества Se (1032 г/т), Sn (80 г/т) и Te (32 г/т). Кристаллический пирит является основным носителем Mn (139 г/т). Ковеллин, замещающий изокубанит, характеризуется наибольшими содержаниями Sr (7 г/т), Ag (107 г/т) и Bi (1.92 г/т). Ковеллин по пириту накапливает V (27 г/т), Ga (4 г/т) и In (7 г/т). Изокубанит-халькопиритовые агрегаты в измененном габбро содержат наибольшие количества Ni (5793 г/т), Zn (7173 г/т), As (73 г/т), Mo (65 г/т), Cd (19 г/т), Sb (166 г/т), Tl (19 г/т) и Pb (30 г/т). Геохимия элементов-примесей сульфидов определяется локальными условиями образования. Подводное окисление приводит к образованию ковеллина и его обогащению большинством элементов-примесей по сравнению с первичными минералами в результате растворения в нагретой морской воде включений самородного золота, галенита и клаусталита, что подтверждается термодинамическим моделированием.

Илл. 1. Табл. 1. Библ. 9

УДК 552.3

Околорудные метасоматиты полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал). Рожкова Е.А., Новоселов К.А., Хворов П.В., Рыжкова Ю.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез. Киасс: ЮУ ФНЦ МиГ Уро РАН, 2021.

В работе приведены результаты минералого-петрографического исследования пород полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал). Установлено, что породы рудовмещающей и перекрывающей толщ имеют специфические изменения, которые проявлены в карбонатизации и серицитизации перекрывающей толщи, анкеритизации мраморов, также развитии эпидотовых скарноидов и хлоритолитов на контакте мраморов и диоритовых порфиритов.

Библ. 8.

УДК 553.07

Текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак (Южный Урал). Рыжкова Ю.А., Новоселов К.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе рассмотрены текстурные особенности руд стратиформного свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак на Южном Урале с целью определения генезиса руд. Руды имеют вкрапленную, прожилково-вкрапленную, массивную, брекчиевую, цементную, пятнистую, прожилковую текстуры. Предполагается, что внедрение диоритовых порфиритов Биргильдино-Томинского комплекса способствовало рудоотложению в постмагматическую стадию.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 11.

УДК 553.21/.24(571.55)

Изотопный состав серы сульфидных руд Au-Cu-Fe-скарнового месторождения Култума (Восточное Забайкалье). Малютина А.В., Редин Ю.О., Редина А.А., Мокрушников В.П. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования изотопного состава серы в сульфидах Култуминского Au-Cu-Fe-скарнового месторождения. В последовательности парагенетических ассоциаций от пирит-арсенопиритовой к халькопирит-пирротиновой и полиметаллической выявлено обогащение изотопного состава серы. Это подтверждает невозможность образования данных температурных парагенезисов из раствора, эволюционирующего только лишь на фоне снижения температуры в ходе рудоотложения. Закономерное обогащение сульфидов каждой последующей генерации тяжелым изотопом можно объяснить возрастанием величины pH рудных растворов по мере взаимодействия с вмещающими карбонатными породами и контаминацией серой осадочных сульфатов.

Илл. 1. Библ. 7.

УДК 622.7.016.3:543.22

Решение задачи максимального охвата балансовых компонентов при проведении рентгенофлуоресцентного анализа геологоразведочных проб в ТОО «Корпорация Казахмыс». Абдрахманова З.Т., Кан А.Н., Юн Р.В., Ефименко С.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Работа посвящена решению задачи обеспечения геологоразведочных работ на рудниках ТОО «Корпорация Казахмыс» переносными и лабораторными энергодисперсионными рентгенофлуоресцентными (EDXRF) спектрометрами, обеспечивающими максимально полный охват списка утвержденных балансовых компонентов в рудах. Список насчитывает 15 элементов: Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Re, S (сульфидная), Se, Te, Mo, Cd, As, Co, In, Hg. B сегменте лабораторных спектрометров предложен спектрометр РЛП-21Т разработки 2020 г., который в режиме «Общая La» обеспечивает рентгенофлуоресцентный анализ геологоразведочных проб на 42 элемента (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Fe, S_{oбш}, SiO₂, Mo, Se, CaO, Mn, Al₂O₃, P, R, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pd, Sn, Sb, BaSO₄, Ta, W, Hg, Bi, Th, U, In, Te) и закрывающий 13 элементов списка. В сегменте переносных спектрометров предложен спектрометр РПП-12Т, который обеспечивает рентгенофлуоресцентное опробование керна скважин и руд по стенкам горных выработок на 34 элемента (Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, As, Ba, Fe, Mo, Mn, Ti, V, Cr, Co, K, Ca, Ni, Ga, Br, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Sn, Sb, Bi, Se, In, Pd, Te, W, Th, U) и закрывает 11 элементов списка.

Илл. 2. Табл. 2.

УДК: 553.41

К истории формирования Сиратурского золоторудного месторождения (Южный Урал). Сначев А.В., Рассомахин М.А., Нуриева К.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Сиратурское золоторудное месторождение расположено в северной части южноуральского сегмента Главного Уральского разлома. Его рудная зона приурочена к области тектонического сочленения серпентинитов Нуралинского массива и субмеридиональной полосы углеродистых сланцев ордовикской поляковской свиты. В черносланцевых отложениях Сиратурского месторождения золоторудная минерализация представлена золото-сульфидным прожилково-вкрапленным типом, а в лиственит-березитовом комплексе – золото-кварц-малосульфидным жильно-прожилковым. Самородное золото в рудах первого типа имеет пробность 670–820 ‰, второго – 940–970 ‰. Месторождение можно отнести к полигенному и полихронному типу.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.41

Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал). Собиров А.Ф. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены особенности вещественного состава турмалин-кварцевых жил Южно-Сухтелинского участка (Южный Урал). Установлено присутствие самородного золота двух генераций, отличающихся морфологией, ассоциацией и химическим составом. Первая генерация представлена самородным золотом умеренно и высокой пробности прожилковидной морфологии, связанным с агрегатами кварца и турмалина. Вторая генерация весьма высокопробного самородного золота формирует тончайшие включения и прожилки в гидроксидах железа, вероятно, псевдоморфно заместивших первичные сульфиды. В самородном золоте наблюдаются включения призматических и сглаженно-угловатых зерен турмалина и единичные включения галенита. Состав турмалина близок метаморфогенным дравитам-оксидравитам орогенных золоторудных месторождений. Подобная золото-кварц-турмалиновая ассоциация сопоставима с золоторудными объектами Восточного Забайкалья, Тувы и Южного Урала.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 9.

УДК 549.283; 553.411.071

Особенности морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей Миасской россыпной зоны (Южный Урал). Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Михайлов В.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования самородного золота из россыпей долины р. Миасс на Южном Урале. Методами СЭМ и РСМА изучены особенности морфологии, внутреннего строения и состава самородного золота. Полученные данные позволили сделать вывод о связи преобладающего объема россыпного золота с коренными источниками в верховьях водотоков и о подчиненном значении промежуточных коллекторов в процессе формирования аллювиально-делювиальных россыпных объектов долины р. Миасс.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 553.411.071

Золото-серебряное оруденение в гранодиоритах Тургоякского массива, Южный Урал. Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Чебыкин Н.С. // Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены результаты изучения коренной золотоносности гидротермально-метасоматических образований, развитых по гранодиоритам Тургоякского массива на Южном Урале. Золото-серебряное оруденение отмечено в кварцевых жилах, пространственно связанных с кварц-альбитполевошпатовыми, кварц-серицитовыми метасоматитами. В жилах содержание Au достигает 30 г/т. Высокие содержания связаны с минералами золота, среди которых диагностированы самородное золото, электрум, сильванит, гессит, ютенбогаардтит. Состав самородного золота из кварц-золото-сульфидных жил позволяет рассматривать Тургоякский массив как один из коренных источников золота в россыпях р. Миасс.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 549.27; 553.21

Типы хромит-платиновых агрегатов в коренных месторождениях в клинопироксенит-дунитовых массивах Урала и связанных с ними россыпях. Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Петров С.В., Козлов А.В // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе представлены результаты исследования хромит-платиновых агрегатов из хромититов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала и связанных с ними россыпей. С использованием СЭМ и дифракции обратно рассеянных электронов охарактеризовано внутренне строение основных типов хромит-платиновых срастаний. Полученные результаты позволили прийти к выводу об определяющей роли магматических процессов в формировании хромит-платиновых агрегатов в массивах Урало-Аляскинского типа.

Илл. 1. Библ. 13.

УДК 549.27; 553.21

Ассоциации минералов платиновой группы из зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Северного Урала. Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе охарактеризованы ассоциации минералов платиновой группы (МПГ) в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Северного Урала – массива Желтая Сопка и массивов Конжаковского тектонического блока (Сосновское, Юдинское, Иовское дунитовые тела). Проведена их сравнительная характеристика, в результате которой установлено, что ассоциации МПГ этих массивов, в целом, соответствуют ассоциациям массивов Среднего Урала. Сделан вывод о неоправданности разделения зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Уральского платиноносного пояса с точки зрения ассоциаций МПГ на два разновременных комплекса – конжаковский и качканарский. При этом ассоциация МПГ каждого из исследуемых массивов обладает индивидуальными особенностями, которые связаны, скорее всего, с первоначальными особенностями субстрата, из которого сформировались эти массивы.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 553.08

Золото и серебро в техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж). Хусаинова А.Ш., Бортникова С.Б., Калинин Ю.А., Греку Е.Д. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследовано распределение Au и Ag в разрезе техногенно-минеральных образований хвостохранилища Талмовские Пески (Салаирский кряж). Обнаружено, что за период более 80 лет существования хвостохранилища переработанные руды и самородное золото и серебро в них активно подвергались гипергенным преобразованиям, что способствовало формированию горизонта вторичного обогащения в основании хвостохранилища. В техногенных отложениях золото и серебро существенно укрупнились как за счет механического слипания частиц, так и химического осаждения новообразованных минералов.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 553.086:549.271

Акцессорная благороднометалльная минерализация из ультрамафитов Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян). Юричев А.Н. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе приведены особенности акцессорной благороднометалльной минерализации, впервые выявленной в дунитах и аподунитовых серпентинитах Кызыр-Бурлюкского ультрамафитового массива Куртушибинского офиолитового пояса Западного Саяна. Показаны типоморфизм и химический состав минералов платиновой группы (МПГ), которые характеризуются Pd-Pt специализацией. Постоянное присутствие Hg в минералах, вероятно, свидетельствует о том, что их формирование происходило в условиях закрытой системы при невысоких температурах, а ведущая роль потарита среди МПГ указывает на проявление эпигенетических процессов низкоградного метаморфизма (серпентинизации) за счет пневматолитовых ртутьсодержащих растворов.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 6.

УДК 553.2

Ассоциации, химизм, неоднородность и условия образования серебросодержащей блеклой руды из Мангазейского серебро-полиметаллического месторождения (Восточная Якутия). Любимцева Н.Г., Аникина Е.Ю. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Показано, что на Мангазейском серебро-полиметаллическом месторождении (Восточная Якутия) блеклая руда и сульфоантимониты Ag и Ag-Pb являются концентраторами высокотехнологичных металлов. Согласно новой номенклатуре тетраэдритовой группы блеклая руда на месторождении по содержанию Ag относится к фрейбергитовой серии и представлена кеноаргентотетраэдритом-(Zn), кеноаргентотетраэдритом-(Fe) и аргентотетраэдритом-(Zn). Изучена зональность серебросодержащей блеклой руды. В зональных зернах присутствуют неоднородные ритмы и ритмы с осцилляторной зональностью, в которых проявлены разные тренды изменения состава. Определены температуры отложения кеноаргентотетраэдрита-(Zn), сосуществующего со сфалеритом (165–280 °C).

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 5.

УДК 553.411.071

Вещественные и морфологические особенности самородного золота россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного (Хабаровский край). Павлова М.А., Червоник Н.С. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследовано самородное золото из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного, расположенных в восточной краевой части Ульбейского гранитоидного массива Нюдско-Куйдусунского габбро-гранодиорит-гранитного ряда. Золото характеризуется сложными, разнообразными морфологическими очертаниями (от изометричной, комковатой до нитевидной, игольчатой, уплощенной), слабой окатанностью, малой мощностью высокопробных кайм, а также сходной пробностью золота в центральных частях зерен (около 727 ‰). Таким образом, совпадение морфологических особенностей и состава золота из россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного свидетельствует об их общем коренном источнике, расположенном в непосредственной близости от россыпей.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 3.

УДК 550.42

Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие). Сначев В.И. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

По петрохимическим и геохимическим параметрам метавулканиты еремкинской и александровской толщ Кочкарского антиклинория относятся к толеитовому ряду и принадлежат базальтоидам нормальной щелочности континентальных рифтовых зон. Субщелочные метабазальты и метапикритобазальты последней из них близки натровым базальтам известково-щелочной серии. Гранитоиды мигматитовой формации Восточно-Уральского поднятия фиксируют собой ядра куполов, сформированных в верхнем рифее-венде за счет пород сланцевого комплекса. Более молодые палеозойские гранитоидные формации образовались в рифтогенной, окраинно-континентальной и коллизионной геодинамических обстановках.

Илл. 1. Библ. 10.

УДК 553.41

Геохимические особенности черных сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал). Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В статье приводятся результаты исследований минералогических и геохимических особенностей черных сланцев Кумакского рудного поля с применением современных методов исследований. Диагностированы редкометалльные и РЗЭ минералы. Нормирование к постархейскому австралийскому глинистому сланцу показывает, что РЗЭ в углеродистых сланцах не накапливаются.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 552.321.6

Минералого-геохимические особенности и условия образования лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал. Гатауллин Р.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены результаты минералого-геохимического изучения особенностей перидотитов Северного Крака (Южный Урал). Массив сложен шпинелевыми лерцолитами с подчиненным значением шпинель-плагиоклазовых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов. Составы сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида из лерцолитов соответствуют таковым, образующимся при низких степенях частичного плавления мантийного субстрата. По оценкам шпинель-оливиновой геотермометрии становление лерцолитов произошло при температурах 600–770 °C. Эти данные интерпретированы как результат длительного переуравновешивания оливин-хромшпинелидовой ассоциации в субсолидусных условиях, в том числе, при пластическом течении.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 55. 552.163

Реконструкция первичной природы пород зеленокаменных поясов докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Мирзошоев Б.Р., Хасанов Р.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследованы состав и первичная природа породных комплексов архей-протерозойского кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. В основу работы положены результаты минералого-петрографического и геохимического изучения метаморфических пород кристаллического фундамента в пределах Мелекесской впадины и Южно-Татарского свода, слагающих участки земной коры подвижных поясов и гранулито-гнейсовых ядер. Установлено, что исходными породами для формирования амфиболовых гнейсов подвижного пояса послужили мафитовые породы отрадненской серии магматогенной природы. В архейское время магматогенные породы испытали метаморфизм гранулитовой фации. В раннем протерозое они подверглись ультраметагенной проработке и частичной гранитизации, что привело к перераспределению РЗЭ.

Илл. 2. Библ. 10.

УДК 552.086 / 552.23

Базальты района сапфироносной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Байкальская рифтовая система). Вантеев В.В., Кислов Е.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучены вулканические породы района сапфироносной россыпи Нарын-Гол в бассейне р. Джида (Байкальская рифтовая система). Вулканиты района подразделены на два типа: «вершинные» фонотефриты и «долинные» базальты и трахибазальты. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель и другие.

Предполагается, что «вершинные» вулканиты являются источником сапфира и санидина, а «долинные» – пироксенов и граната.

Табл. 2. Библ. 5.

УДК 552.321.5/6

Петрология Кивельевского концентрически-зонального ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье. Трофимов А.В., Кислов Е.В. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Кивельевский концентрически-зональный массив расположен на водоразделе северо-западного берега оз. Байкал и р. Горемыка в 13 км южнее с. Байкальское Северо-Байкальского района Бурятии. В его центральной части находятся тела дунитов и перидотитов. Основные породы представлены габбро, амфиболовыми и оливиновыми габбро, троктолитами, габброноритами, анортозитами. Среди ультраосновных пород преобладают дуниты. Породы в разной степени серпентинизированы, в некоторых случаях породообразующие минералы практически полностью замещены серпентином. С дунитами массива связано хромитовое оруденение. Ультраосновные породы по химическому составу относятся к нормальному ряду, обладают умеренной магнезиальностью, низкими глиноземистостью и титанистостью. Для основных пород характерны значительные вторичные изменения плагиоклаза и оливина. Габбро и оливиновые габбро по химическому составу имеют четкий разрыв с гипербазитами по содержаниям SiO₂, Al₂O₃ и MgO. Основные породы обладают умеренной железистостью (Fe преобладает над Mg), высокой глиноземистостью и низкой титанистостью.

Библ. 4.

УДК 551.14:551.215

Минеральный состав пород Ханинского массива (Алданский щит, Якутия). Зубакова Е.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Пироксениты и карбонат-полевошпатовые породы Ханинского массива (Алданский щит) по минеральному составу и особенностям состава минералов сходны с таковыми из калиевых щелочных комплексов. Особенности химического состава минералов также сопоставимы, что указывает на генетическое родство пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород. Дайки ультраосновных пород отличаются повышенной магнезиальностью таких минералов как клинопироксен, флогопит, амфибол. В отличие от пироксенитов и карбонат-полевошпатовых пород, для дайки характерен оливин, что может указывать на отсутствие дифференциации расплава.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 552.111

Апатитовая минерализация Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье: данные ЛА ИСП МС анализа. Чупрова А.А., Бадмацыренова Р.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Рассмотрены содержания элементов-примесей, включая РЗЭ, в апатитах Ошурковского массива. Показано, что в метагаббро Ошурковского массива апатит является одним из минералов-концентратов F, SO₃, РЗЭ, Li и Sr.

Илл. 1. Библ. 3.

УДК 552.45

Особенности формирования кремнеземного сырья горы Аптечной и горы Орлова (Средний Урал). Кабанова Л.Я., Корекина М.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Методами оптической спектроскопии и термометрии изучены породы горы Аптечной и горы Орлова (Средний Урал). Породы горы Орлова представляют собой брекчированные песчаники, возникшие в процессе диагенеза и последующего преобразования глинисто-кремнистых алевролитов под воздействием растворов, содержащих кремнезем и железо. Реликты радиолярий, полости которых выполнены кремнистым материалом (халцедоном и мелкозернистым кварцем) и иногда гематитом и присутствие

многочисленных жил кварцевого и гематит-кварцевого состава подтверждают этот вывод. Температуры образования песчаников составляют 259–155 °C, что характерно для стадии диагенеза. Кварцевые песчаники горы Аптечной образовались за счет кремнисто-глинистых алевролитов и аркозовых песчаников в процессе гидротермальной проработки, т. е. в процессе диагенеза органогенных радиоляриевых кремнистых пород и кремнистых осадков, в то время как тонко- мелкозернистые кварциты являются вторичными образованиями, возникшими в результате метаморфических преобразований кварцевых песчаников. Более высокие температуры гомогенизации флюидных включений на горе Аптечной (311– 153 °C) обусловлены дополнительным внешним прогревом пород.

Илл. 1. Библ. 9.

УДК 553.8(470.5)

Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов Алабашского проявления на Среднем Урале. Ахматова Л.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Приведены результаты изучения зональных кристаллов рубина и розового сапфира из амфиболитов Нижнеалабашского проявления на Среднем Урале. По морфологическим особенностям выделены две основные группы. Для первой группы характерна насыщенная ярко-красная окраска и множество включений герцинита. Ко второй группе отнесены сапфиры пурпурно-розового цвета с трещинами отдельности. Рубины и розовые сапфиры обеих групп имеют зональную окраску и ярче окрашены в центральной части, в которой содержание Cr в пять раз выше, чем в краевых частях.

Илл. 2. Табл. 2. Библ. 3.

УДК 553.078.2

Рудные желваки в ассоциации с демантоидовой минерализацией на Полдневском месторождении (Средний Урал). Карасева Е.С., Мурзин В.В., Кисин А.Ю. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследованы рудные желваки Полдневского месторождения демантоида на Среднем Урале, встреченные в ассоциации с демантоидом. В составе желваков установлены самородная медь, серебро, миллерит, хизлевудит, пентландит, куприт. Демантоид и рудные желваки имеют парагенетическую связь. Благодаря гипергенным минералам желваки легко обнаруживаются в породе и используются на карьере в качестве поискового признака на гнезда демантоида.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 1.

УДК 550.42

Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал). Богданова А.Р. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Исследован петрохимический и РЗЭ состав пород, слагающих дунит-верлит-клинопироксенитгаббровый комплекс массива Рай-Из (Полярный Урал). Состав клинопироксенов из клинопироксенитов соответствует клинопироксенам из офиолитовых комплексов. Закономерное распределение содержаний РЗЭ в породах согласуется с реакционной гипотезой формирования полосчатого комплекса.

Илл. 2. Библ. 11.

УДК 553.69

Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область. Резникова О.Г., Блинова С.А. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

В работе уточнен химический состав и текстурно-структурные особенности доломитов Данковского месторождения в Липецкой области и определена наиболее продуктивная толща для добычи полезного ископаемого. В некоторых случаях в доломитах обнаружены повышенные содержания вредных веществ.

Илл. 2. Табл. 1. Библ. 2.

УДК 549.08

Диагностика генетических признаков магнитных микросферул из осадочных пород. Глухов М.С. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Магнитные микросферулы, обнаруженные в фанерозойских разнофациальных осадочных отложениях Восточно-Европейской платформы, имеют сферичную форму с преобладающим размером диаметра 5–50 мкм. Поверхности микросферул имеют дендритную, скелетную, перьевидную, чешуйчатую и блочно-мозаичную текстуры. На поверхности обнаруживаются грани октаэдрического, кубооктаэдрического и ромбоэдрического габитуса. Минеральный состав микросферул представлен магнетитом с примесью SiO₂ и ферритов (Al, Ca, Mg, Ni, Cr, Ti, Mn, Cu, Zn). Сравнение данных о строении и составе с техногенными и вулканогенными магнитными микросферулами показало значительные различия в форме, размерах, внутреннем строении и содержании примесей.

Илл. 3. Библ. 10.

УДК 551.14:551.215

Особенности распределения химических элементов в костной ткани пермских тетрапод. Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Изучено распределение химических элементов в костной ткани пермских тетрапод, используя микрорентгенофлуоресцентный анализ, методы оптической и электронной микроскопии. Выявлены отличия в распределении микроэлементов во вмещающей породе и костной ткани, а также в составе химических элементов для разных местонахождений.

Илл. 2. Табл. 1. Библ.6.

УДК 553.086

Форма нахождения Pd в минералах норильских руд по данным рентгеновской спектроскопии поглощения. В.Д. Бровченко, М.В. Меркулова, Й. Ситтнер, А.Д. Ренно // Металлогения древних и современных океанов–2021. Сингенез, эпигенез и гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021.

Целью данной работы является изучение формы нахождения палладия в пентландите и минералах платиновой группы из руд Норильских месторождений. С помощью метода спектроскопии рентгеновского поглощения были получены данные, позволяющие узнать характеристики атома (метод XANES) и его окружение (метод EXAFS). Сравнение спектров поглощения палладия в пентландите из ортомагматических руд г. Рудная, палладия в металлической форме, а также палладия из наиболее распространенных минералов платиновой группы норильских руд показало, что палладий в пентландите входит в структуру минерала, вероятнее всего, замещая атомы железа и никеля.

Илл. 1. Библ. 9.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие
Часть 1. Общие вопросы геологии и металлогении палеоокеанических комплексов
Масленников В.В. О возможной роли сипового биогальмиролиза
в формировании субмаринных месторождений5
Косарев А.М. О результатах разработки моделей рудно-магматических
систем колчеданоносных девонских вулканических комплексов
Магнитогорской островодужной мегазоны10
Сначев В.И. Геодинамические условия формирования Восточно-
Уральской мегазоны (Южный Урал)13
Савельев Д.Е. Ультрамафитовые пояса Южного Урала: минералогия, геохимия,
рудоносность
Симонов В.А., Котляров А.В. Особенности формирования палеозойских
палеоокеанических клинопироксенсодержащих ультрамафитовых
комплексов Западной Сибири20
<i>Юдовская М.А.</i> Реакционные структуры шпинелей и происхождение
троктолитов Бушвельда, Южная Африка
Часть 2. Месторождения черных, редких и редкоземельных металлов
Кислов Е.В., Каменецкий В.С. Хромититы Главного Сарановского месторождения,
Пермский край: минеральный состав и генезис
Рахимов И.Р. Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в Южном
Предуралье: первые данные о геологии, литологии и минералогии рудоносных
отложений
Лаломов А.В., Бочнева А.А. Численное прогнозирование потенциала россыпей
на основе формализации факторов россыпеобразования на примере лопаритовых
россыпей Ловозерского массива34
Вурмс Д.М., Кислов Е.В. Сравнение состава хромшпинели хромититов
Йоко-Довыренского расслоенного и Маринкина концентрически-зонального
ультрамафит-мафитовых массивов (Северное Прибайкалье)
Часть 3. Месторождения цветных металлов
Плотинская О.Ю. Рений в молибдените порфировых месторождений Урала:
региональная эволюция41
Брусницын А.И., Перова Е.Н., Садыков С.А. Барит-свинцовое оруденение
в рифовых известняках месторождения Ушкатын-III (Центральный Казахстан):
условия локализации, состав, генезис44
Сафина Н.П., Мелекесцева И.Ю., Аюпова Н.Р. Минералого-геохимические
особенности пиритовых конкреций рудных диагенитов колчеданных
месторождений Урала47
Жданова Л.Р. Редкие минералы марганцевых пород Учалинского
медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал)52
<i>Тагирова Л.Р., Хасанов Р.Р., Каюмов И.Ф</i> . Состав и особенности формирования
медно-цинковых руд колчеданного типа на Западно-Ащебутакском
месторождении (Орское Зауралье)55
Аюпова Н.Р., Сафина Е.В. Минеральный состав пород надрудной слоистой

пачки медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос	
(Восточный Понтиды)	57
Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третьяков Г.А. Влияние морской воды на	
перераспределение элементов-примесей в сульфидах гидротермального поля	
Ашадзе-2 (12°58' с.ш., Срединно-Атлантический хребет): геохимические	
и термодинамические данные	61
Рожкова Е.А., Новоселов К.А., Хворов П.В., Рыжкова Ю.А. Околорудные	
метасоматиты полиметаллического рудопроявления Биксизак (Южный Урал)	64
Рыжкова Ю.А., Новоселов К.А. Текстурные особенности руд стратиформного	
свинцово-цинкового рудопроявления Биксизак (Южный Урал)	68
Малютина А.В., Редин Ю.О., Редина А.А., Мокрушников В.П. Изотопный состав	
серы сульфидных руд Au-Cu-Fe скарнового месторождения Култума	
(Восточное Забайкалье)	71
Бровченко В.Д., Меркулова М.В., Ситтнер Й., Ренно А.Д. Форма нахождения Pd	
в минералах норильских руд по данным рентгеновской спектроскопии	
поглощения	75
Абдрахманова З.Т., Кан А.Н., Юн Р.В., Ефименко С.А. Решение задачи	
максимального охвата балансовых компонентов при проведении	
РФА геологоразведочных проб в ТОО «Корпорация Казахмыс»	78
Часть 4. Месторождения благородных металлов	
Сначев А.В., Рассомахин М.А., Нуриева К.Р. К истории формирования	
Сиратурского золоторудного месторождения (Южный Урал)	.83
Собиров А.Ф. Самородное золото из турмалин-кварцевых жил Южно-	
Сухтелинского участка (Южный Урал)	.86
Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Михайлов В.В. Особенности	
морфологии, внутреннего строения и состава золота из россыпей Миасской	
россыпной зоны (Южный Урал)	.90
Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Чебыкин Н.С. Золото-серебряное	
оруденение в гранодиоритах Тургоякского массива, Южный Урал	.93
Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Петров С.В., Козлов А.В.	
Типы хромит-платиновых агрегатов коренных месторождений	
в клинопироксенит-дунитовых массивах Урала и связанных с ними россыпях	.98
Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Варламов Д.А. Ассоциации минералов	
платиновой группы зональных клинопироксенит-дунитовых массивов	
Северного Урала	.101
Хусаинова А.Ш., Бортникова С.Б., Калинин Ю.А., Греку Е.Д. Золото и серебро в	
техногенно-минеральных образованиях хвостохранилища Талмовские Пески	
(Салаирский кряж)	.105
Юричев А.Н. Акцессорная благороднометалльная минерализация в ультрамафитах	
Кызыр-Бурлюкского массива (Западный Саян)	109
Любимцева Н.Г., Аникина Е.Ю. Ассоциации, химизм, неоднородность и условия	
образования серебросодержащей блеклой руды Мангазейского серебро-	
полиметаллического месторождения (Восточная Якутия)	114
Павлова М.А., Червоник Н.С. Вещественные и морфологические особенности	
самородного золота россыпей ручьев Левый Джанку и Гранитного	
(Хабаровский край)	.118

Часть 5. Осадочные, вулканогенные, метаморфические комплексы

Сначев В.И. Геохимические особенности вулканогенно-осадочных пород и	
гранитоидов Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие)	122
Коломоец А.В., Сначев А.В., Рассомахин М.А. Геохимические особенности черных	
сланцев Кумакского рудного поля (Южный Урал)	125
Гатауллин Р.А. Минералого-геохимические особенности и условия образования	
лерцолитов массива Северный Крака, Южный Урал	128
Мирзошоев Б.Р., Хасанов Р.Р. Реконструкция первичной природы пород зелено-	
каменных поясов докембрийского фундамента Волго-Уральской	
нефтегазоносной провинции	. 133
Вантеев В.В., Кислов Е.В. Базальты района сапфироносной россыпи Нарын-Гол	
(бассейн р. Джида, Байкальская рифтовая система)	. 136
Трофимов А.В., Кислов Е.В. Петрология Кивельевского концентрически-зонального	
ультрамафит-мафитового массива, Северное Прибайкалье	138
Зубакова Е.А. Минеральный состав пород Ханинского массива	
(Алданский щит, Якутия)	141
Чупрова А.А., Бадмацыренова Р.А., Батуева А.А. Апатитовая минерализация	
Ошурковского габбро-пегматитового массива, Забайкалье:	
данные ЛА ИСП МС анализа	144

Часть 6. Нерудное сырье, актуальные геолого-минералогические и геохимические исследования

Кабанова Л.Я., Корекина М.А. Особенности формирования кремнеземного	
сырья горы Аптечной и горы Орлова (Средний Урал)	147
Ахматова Л.А. Зональные кристаллы рубина и розового сапфира из амфиболитов	
Алабашского проявления на Среднем Урале	150
Карасева Е.С., Мурзин В.В., Кисин А.Ю. Рудные желваки в ассоциации	
с демантоидовой минерализацией на Полдневском месторождении	
(Средний Урал)	153
Богданова А.Р. Геохимические особенности пород дунит-верлит-клинопироксенит-	
габбрового комплекса массива Рай-Из (Полярный Урал)	155
Резникова О.Г., Блинова С.А. Особенности состава доломитов Данковского	
месторождения, Липецкая область	159
Глухов М.С. Диагностика генетических признаков магнитных микросферул	
из осадочных пород	162
Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. Особенности распределения	
химических элементов в костной ткани пермских тетрапод	166

Краткие сообщения

Якимова О.Н., Ракова О.В., Гаврилкина С.В., Тихонова С.А., Крупнова Т.Г.	
Оценка загрязнения снежного покрова в зоне влияния Коркинского	
угольного разреза (Южный Урал)	172
Попова Д.А., Ракова О.В, Гаврилкина С.В., Крупнова Т.Г. Мониторинг	
мелкодисперсных взвешенных аэрозольных частиц, рассеянных	
в приземном слое атмосферного воздуха г. Челябинска	173
<i>Дударева В.М.</i> Фосфориты Ижбердинского месторождения глин	
(Оренбургская область)	175
Терехова А.С. Эклогиты Шубинского месторождения (Оренбургская область)	175

Металлогения древних и современных океанов-2021

Гончаров В.С. Физические свойства минералов группы сульфатов	176
Поздеева Е.С. Зубы акул родов Squalicorax и Pseudocorax на местонахождении	
Ижберда (Оренбургская область)	176
Шопина Е.М. Аккермановские ринхонеллиды (Оренбургская область)	177
Сапрыкина А. Окаменелая древесина на местонахождении Ижберда,	
Оренбургская область	177
Аннотации	179

CONTENT

Part 1. General problems of geology and metallogeny of paleooceanic complexes
Maslennikov V.V. A possible role of seep biohalmyrolysis in the formation
of submarine deposits5
Kosarev A.M. Results of the development of models of ore-magmatic systems
of sulfide-bearing Devonian volcanic complexes of the Magnitogorsk
island-arc megazone10
Snachev V.I. Geodynamic features of the formation of the East Uralian Megazone
(South Urals)13
Saveliev D.E. Ultramafic belts of the South Urals: mineralogy, geochemistry,
ore potential17
Simonov V.A., Kotlyarov A.V. Features of the formation of the Paleozoic paleooceanic
clinopyroxene-bearing ultramafic complexes in West Siberia20
<i>Yudovskaya M.A.</i> Reaction structures of spinels and the origin of the Bushveld troctolites, South Africa
Davt 2 Formous none motal and DEF danasits
<i>Visloy F.V. Kamanatsky VS. Chromitites of the Main Sarana denosit. Derm krai:</i>
<i>Ristov E.v., Rumenetsky v.S.</i> Chromittes of the Main Saraha deposit, Felli Kiai.
<i>Pakhimou I.P.</i> The unique Schentury chromite paleonlocar in the South Urals, the
first data on goology lithology and minoralogy of ore bearing addimenta
Inst data on geology, hubology and mineralogy of ore-bearing sediments
formalization of algoer formation factors, example of languite algoers
of the Levergere relation actors: example of topartic placers
of the Lovozero pluton
vurms D.M., Kistov E.V. Comparison of the composition of the chromite
of chromities of the Yoko-Dovyren stratified and Marinkin concentric-zonal
uluananc-mane massiis (Notui Baikai region)
Part 3. Base metal denosits
<i>Plotinskava O Yu</i> , Rhenium in molybdenite of the Urals porphyry deposits: regional
evolution 41
Brusnitsvn A I Perova E N Sadykov S A Barite-lead mineralization
in reef limestones of the Ushkatyn-III deposit (Central Kazakhstan): localization
composition and genesis 44
Safing N.P. Melekestseva I.Yu. Avunova N.R. Mineralogical and geochemical
features of pyrite nodules in sulfide diagenites of massive sulfide denosits
of the Urals 47
<i>Thdanova L R</i> Rare minerals of manganese rocks of the Uchaly conner-zinc
massive sulfide denosit (South Urals) 52
Tagirova I. R. Khasanov R. R. Kayumov I.F. Composition and formation
conditions of copper-zinc massive sulfide ores at the West Ashchebutak
denosit (Orsk Urals) 55
Avunova N.R. Safina F.V. Mineral composition of hanging wall lavered rocks
of the Lakhanos conner-zinc massive sulfide denosit (Fastern Pontides) 57
Melekestseva I Yu Maslennikov VV Tret'vakov G 4 Segwater effect and redistribution
of trace elements in sulfides of the Ashadze-? hydrothermal field
(12°58' N Mid-Atlantic Ridge): geochemical and thermodynamic data
(12 56 17, who-ratiantic Ruge), geochennear and mermodynamic data

Rozhkova E.A., Novoselov K.A., Khvorov P.V., Ryzhkova Yu.A. Ore metasomatites	
of the Biksizak polymetallic occurrence (South Urals)	64
Ryzhkova Yu.A., Novoselov K.A. Textural features of the Biksizak lead-zinc	
stratiform occurrence (South Urals)	68
Malyutina A.V., Redin Yu.O., Redina A.A., Mokrushnikov V.P. Sulfur isotopic composition	
of sulfide ores of the Kultum Au-Cu-Fe skarn deposit (East Baikal region)	71
Brovchenko V.D., Merkulova M.V., Sittner J., Reno A.D. The mode of occurrence	
of Pd in Norilsk ores according by XAS data	75
Abdrakhmanova Z.T., Kan A.N., Yun R.V., Efimenko S.A. Solution of task of maximum	
account of balance components during the RFA of geological exploration samples	
in TOO Kazakhmys Corporation	78

Part 4. Precious metal deposits

Snachev A.V., Rassomakhin M.A., Nurieva K.R. Evolution of formation of the Siratur	
gold deposit (South Urals)	83
Sobirov A.F. Native gold from tourmaline-quartz veins of the South Sukhtelya	
are (South Urals)	86
Kozin A.K., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Mikhailov V.V. Features of morphology,	
structure and composition of native gold from Miass placer zone (South Urals)	90
Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Chebykin N.S. Gold-silver minerali-	
zation in granodiorites of the Turgoyak pluton, South Urals	93
Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Shilovskikh V.V., Petrov S.V., Kozlov A.V. Types	
of chromite-platinum aggregates of primary deposits in clinopyroxenite-dunite	
massifs of the Urals and associated placers	98
Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Varlamov D.A. Assemblages of platinum group	
minerals of zonal clinopyroxene-dunite massifs of the North Urals	101
Khusainova A.Sh., Bortnikova S.B., Kalinin Yu.A., Greku E.D. Gold and silver	
in the technogenic mineral aggregates of the Talmovskie Peski tailing	
dump (Salair Ridge)	105
<i>Yurichev A.N.</i> Accessory precious metal mineralization in ultramafic rocks	
of the Kyzyr-Burlyuk massif (Western Sayan)	109
Lyubimtseva N.G., Anikina E.Yu. Assemblages, chemistry, heterogeneity, and formation	
conditions of Ag-bearing fahlore from the Mangazeya silver-polymetallic deposit	
(East Yakutia)	114
Pavlova M.A., Chernovik N.S. Compositional and morphological features of native	110
gold placers of the Levy Dzhanku and Granitny creeks (Khabarovsk krai)	118
Davt 5. Sadimentary imaging and metamounkin complexes	
<i>Fact</i> 5. Sedimentary, igneous and metamorphic complexes	
of the Kochker Anticlinorium (Fast Uralian Unliff)	122
Kolomosts A.V. Snachay A.V. Rassomakhin M.A. Geochemical features of black shales	122
of the Kumak ore field (South Urals)	125

Gataullin R.A. Mineralogical and geochemical features and formation conditions	
of lherzolites of the North Kraka massif, South Urals	
Mirzoshoev B.R., Khasanov R.R. Reconstruction of origin of rocks of greenstone	
belts of the Precambrian basement of the Volga-Ural petroleum province	133
Vanteev V.V., Kislov E.V. Basalts of the Naryn-Gol sapphire placer area (Dzhida	
River basin, Baikal rift system)	136
• /	

Trofimov A.V., Kislov E.V. Petrology of the Kivel'evsky concentric-zonal ultramafic-	120
manc massif, North Baikal region	138
Zubakova E.A. Mineral composition of rocks of the Khaninsky massif	
(Aldan Shield, Yakutia)	141
Chuprova A.A., Badmatsyrenova R.A., Batueva A.A. Apatite of the Oshurkovo gabbro-	
pegmatite intrusion, Baikal region: LA ICP MS data	144
Part 6. Nonmetallic deposits, topical geological-mineralogical and geochemical stud	lies
Kabanova L.Ya., Korekina M.A. Features of formation of silica occurrences from	
the Mts. Aptechnaya and Orlova (Central Urals)	147
Akhmatova L.A. Zonal crystals of ruby and pink sapphire from amphibolites	
of the Alabashka deposit, Central Urals	150
Karaseva E.S., Murzin V.V., Kisin A.Yu. Ore nodules in assemblage with demantoid	
at the Poldnevskoe deposit (Central Urals)	153
Bogdanova A.R. Geochemical features of rocks of the dunite-wehrlite-	
clinopyroxenite-gabbro complex of the Rai-Iz massif (Polar Urals)	155
Reznikova O.G. Blinova S.A. Compositional features of dolomite	
of the Dankovskoe deposit. Lipetsk region	
Glukhov M.S. Identification of genetic features of magnetic microspheres from	
sedimentary rocks	162
Gaingnova A B Shilowshy O P Features of distribution of chemical elements in the	102
have tissue of Dermion totrone da	166
bone ussue of Perman tetrapous	100
Brief reports	172

Научное издание

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ-2021 СИНГЕНЕЗ, ЭПИГЕНЕЗ, ГИПЕРГЕНЕЗ

Материалы двадцать седьмой научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова

Рекомендовано к печати ученым советом Института минералогии УрО РАН

ISSN 2782-2052 (online)

Технический редактор: И.Ю. Мелекесцева Корректоры: Е.Е. Паленова, И.Ю. Мелекесцева, Н.А. Анкушева Компьютерная верстка: О.Л. Бусловская

> Подписано к печати 21.04.2021. Формат 70 ×100 ¹/₁₆ Гарнитура Таймс. Усл. печ. л. 12.1 Уч. изд. л. 12.4.