

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. Маслеников, 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. Syngenesi, 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. Syngenesi, epigenesis, supergenesis” (April 26–30, 2021) include abstracts devoted to the geology, geodynamics, metallogeny, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleoceanic 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

ПРЕДИСЛОВИЕ

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. Анфилов, В.Н. Пучков, Е.В. Скляр, 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. Падуа, 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. Миасс
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 генетические проблемы. В данной работе мы попытались взглянуть на существующую 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 [Fairbride, 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 (H_2 , CH_4 , H_2S), 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 лиохемотробы 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 (H_2S , CH_4 , H_2). Среди гематитсодержащих гальмиролититов выделены госсаниты, джаспериты, умбриты и яшмы, содержащие многочисленные реликты и продукты преобразования гиалокластов нитчатými 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 AlIII и других элементов-гидролизатов (Ti, Sc, U, P, PЗЭ) 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 железнакопление, 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 Курминское 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 колчеданосных горизонтах [Кулешов, Брусницын, 2005]. К сожалению, в джасперитах марганцевых месторождений Урала и других аналогичных регионов гидротермальные трубы курильщиков пока не обнаружены. Скорее всего, биогальмиролиз был вызван диффузными просачиваниями восстановленных газов, таких как CH_4 и H_2 , 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 железнакопления [Aurova 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 (H_2), как это наблюдается, например, в долине рифта Рейкьянес (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 Р (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, вырывающиеся 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 железнакоплении.

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 железнакопления. Процесс формирования гальмиролитических железных руд сопровождается выносом элементов гидролизатов (Al, Ti, PЗЭ), 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 (P_2O_5 , до 10 %) и PЗЭ [Масленников, 1991]. Частично растворенные гиалокласты в тефротурбидитах содержали хлоритовые колломорфные бактериальные обрастания. В рудной залежи нами обнаружены пиритовые биогермы, содержащие кроме двусторчатых моллюсков аналоги вестиментифер и альвиннелид – современных организмов, жизнедеятельность которых обеспечивается бактериальным хемосинтезом. Мы предполагаем, что пригидротермальный биоальмиролиз гиалокластитов сопровождался накоплением фосфора и PЗЭ в условиях высокой активности бактерий, потребляющих не только H_2S , 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 биоальмиролиз принципиально мог бы быть процессом формирования месторождений фосфоритов.

Казалось бы, аномальной выглядит минералого-геохимическая модель сипового гальмиролиза и формирования пиритонесных 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 субокислительных 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 биоальмиролиза, 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 эвгдральным 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 МуГ 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 ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) 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 колчеданосных 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.

Aupova 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 Entstehung 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 manganiferous 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 колчеданосных вулканических комплексов Магнитогорской островодужной мегазоны, Южный Урал

По результатам исследования колчеданосных 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 колчеданосных 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 (?) Au-Cu 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 ($D_1e_2^1$)*, включающей бурибайский вулканический комплекс позднеэмского возраста с Бурибайским (средним) и Юбилейным (крупным) колчеданными месторождениями (Cu>Zn) и верхнетаналыкский комплекс также позднеэмского возраста, перекрывающий бурибайский и слагающий Тубинско-Гайский колчеданосный пояс, включающий Баймакский рудный район, Мокан-Октябрьское и Гайское рудные поля. В Баймакском районе, где проявилось оруденение золото-колчеданно-полиметаллического типа, характерно обилие полифациальных кислых пород. В Мокан-Октябрьском и Гайском районах руды имеют состав Cu>Zn, в глубинном разрезе повышены мощности базитовой коры, коромантийного слоя, минимален «гранитный» слой. В Баймакском рудном районе разрез колчеданосной формации сложен вулканитами базальт-андезит-риодацитового состава известково-щелочной магнезиальной серии. На Мокан-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 ($D_2ef_1 ir_{1-4}$)* 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 (Cu>Zn), Восточно-Подольское среднее барит-полиметаллическое месторождения и ряд

рудопроявлений с оруденением серноколчеданного типа, $\text{Cu} > \text{Zn}$ и $\text{Zn} > \text{Cu}$. На рудном поле в пределах Подольского вулкана присутствуют гибридные кварцсодержащие андезиты и андезибазальты и кислые породы, слагающие экструзивные купола и толщи ($\text{ir}_{1,3}$), 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 $\text{Cu} > \text{Zn}$ и цинковой ($\text{Zn} \gg \text{Cu}$) 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 (ir_5) 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 ($\text{Cu} > \text{Zn}$) 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 серицит-кварцевых 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 задуговой бассейн* образовался в тыловой зоне фронтальной дуги в раннедевонское (раннеэмское) 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. Третьяковского в верховьях р. Гумбейки. Этот комплекс датируется ранним эмсом. Киёмбаевский комплекс субокеанических толеитовых базальтов вмещает рудные тела средних колчеданных месторождений (Летнего, Осеннего), датирован поздним эмсом (D_{1e}) по конодонтам из пере-

крывающих 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 колчеданосных комплексах (Сибай–Учалы) преобладают подушечные базальты островодужной толеитовой серии. На рудных полях эти базальты представлены нормально-щелочными натриевыми низко-титанистыми, умеренно-магнезиальными разновидностями, по соотношениям FeO_{tot} с 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. Колчеданосные 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 ($km_4-ul_1^1$), чем на Учалинском (km_2) 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 (TiO_2 1.2–2.8 мас. %) умеренно-щелочными и толеитовыми (Юлдашевская зона) и 2) низко-титанистыми умеренно-щелочными со слегка повышенным TiO_2 (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 (РМС) 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 магнообразования 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 среднедевонско-раннекаменноугольных 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., Грабежжев 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 °С, 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 грабен. 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 образовании 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 габбро-плагиогранитного 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 ($D_{1,2}$) развития характеризуется сменой режима растяжения сжатием. В формационном отношении этот период фиксируется появлением пород известково-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 калинастровая островодужная базальт-андезитобазальтовая 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 (D_3-C_1) 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 *коллизивной стадии* (C_2-P_1) 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 (P_2-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., Нечехун 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: ИГТ УрО АН СССР, 1989. 32 с.

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 только в южной части рассматриваемого региона и при дальнейшем описании выделяются 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 хризотилowymi апоперидотитовыми серпентинитами с псевдоморфными структурами. Минералого-геохимическая зональность ультрамафитов различных поясов Южного Урала наиболее отчетливо выражается в трех показателях: 1) составе аксессуарных хромшпинелидов первичных ультрамафитов, 2) содержании РЗЭ в породах и 3) интенсивности проявления метаморфических преобразований (типе и интенсивности серпентинизации).

По составу реликтовых аксессуарных 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-

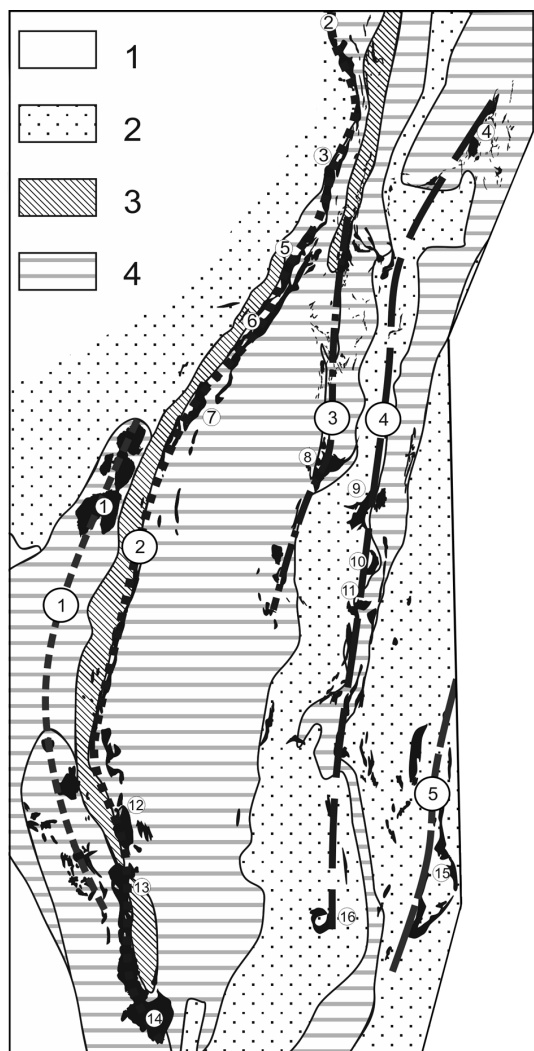


Рис. Схема расположения ультрамафитовых поясов на Южном Урале. По [Савельев, 2013] с изменениями.

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

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 Eu 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 деплетированием, 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, Успенском). 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 Кiemбайского 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 хромитонность 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 Cr_2O_3 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_2O_3).

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 рестидам 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 lizardit 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 Оренбургского 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 при-

влекают 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 хромшилелиды) 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, $dP/dF = 0.1 \text{ mol}$, 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 PT-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., Yildirim 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 кумулюсный магнетит, и контакт с перекрывающей Верхней зоной четко отслеживается по появлению кумулюсного магнетита и массивных магнетитов.

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 Тарангала 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 кумулюсов Главной и Верхней зоны пока еще не оспаривается, однако миграция расплавов и флюидов через затвердевающие кумулюсы 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, гарцбурггитами 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 T-зоны сосредоточено в литологически разнородной пачке переслаивающихся гарцбурггитов, троктолитов, габброноритов, анортозитов и их пегматоидных разновидностей. В породах T-зоны наблюдается первое появление кумулюсного 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 гарцбурггитах вблизи верхнего контакта Ультраосновной пачки. Хромит в сростаниях 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 ксенокристаллами, физически захваченными из

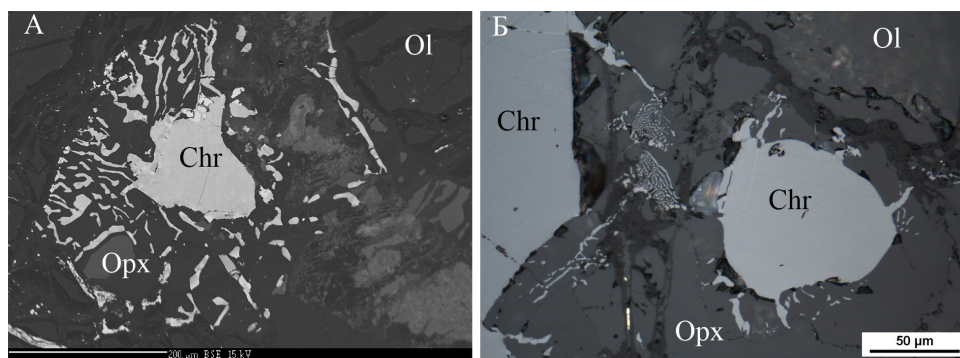


Рис. Реликтовый хромит, окруженный симплектитовой каймой ортопироксена и хромита, среди оливина: а) сегмент Ватерберг; б) подошва Рифа Меренского, Нортэм, северо-западный лимб.

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. % Cr_2O_3) и ортопироксеном при полном отсутствии кумулюсных 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 кумулюсных Fe-Ti оксидов. Ортопироксен демонстрирует различные стадии замещения оливина: от тонких микронных каемок до почти полного замещения и сращивания в крупные ойкокрисы. Радиальные выделения магнетита в симплеклитах распространяются от зерен кумулюсного 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 кумулятов 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 symplectitic 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.