

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-2023

Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике

**Материалы Двадцать девятой научной молодежной школы
имени профессора В.В. Зайкова**

METALLOGENY OF ANCIENT AND MODERN OCEANS-2023

Mineralogy and geochemistry of ore deposits: from theory to practice

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

**Миасс
2023**

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов-2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике. Научное издание. – Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2023. 237 с.

ISSN 2782-2052

В сборник вошли материалы XXIX научной молодежной школы им. проф. В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов-2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике» (24–28 апреля 2023 г.). Первая часть сборника посвящена современным гидротермальным и магматическим процессам, происходящим в Атлантическом и Тихом океанах, а также на вулканах полуострова Камчатка. Во второй части сборника рассмотрены общие вопросы геологии и металлогении палеоокеанических комплексов. Следующие четыре части посвящены месторождениям черных, цветных и благородных металлов Российской Федерации, Казахстана и Южной Африки. В седьмой части представлены результаты исследований палеоокеанических магматических и метаморфических комплексов. Заключительная часть посвящена актуальным геолого-минералогическим и геохимическим исследованиям и нерудным полезным ископаемым.

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

Илл. 62 . Табл. 26.

Ответственные редакторы:

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

Члены редколлегии:

к.г.-м.н. Н.Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е.В. Белогуб, к.г.-м.н. И.Ю. Мелекесцева,

к.г.-м.н. К.А. Новоселов, к.г.-м.н. Е.Е. Паленова, д.г.-м.н. Д.Е. Савельев,

к.г.-м.н. Н.П. Сафина, к.г.-м.н. Г.А. Третьяков

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans-2023. Mineralogy and geochemistry of ore deposits: from theory to practice. Scientific edition. – Miass: SU FRS MG UB RAS, 2023. 237 p.

ISSN 2782-2052

Proceedings of the Prof. V.V. Zaykov XXIX Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2023. Mineralogy and geochemistry of ore deposits: from theory to practice” (April 24–28, 2023) include extended abstracts dedicated 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, base, and precious metal deposits of the Russian Federation, Kazakhstan, South Africa, Atlantic and Pacific oceans. The chapters on nonmetallic deposits and topical geological and mineralogical issues include the results of study of minerals and paleoceanic igneous and metamorphic complexes.

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

Figures 62. Tables 26.

Editors-in-Chief:

Corresponding Member of RAS V.V. Maslennikov, I.Yu. Melekestseva

Editorial board:

N.R. Ayupova, E.V. Belogub, I.Yu. Melekestseva, K.A. Novoselov,

E.E. Palenova, D.E. Savel'ev, N.P. Safina, G.A. Tretyakov

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXIX научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов–2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике». С 1995 г. Школа ежегодно проводилась 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 1995–2022 гг. в Школе участвовало более 1170 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, Челябинского, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского. 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. Скляров, академики РАЕН Е.К. Мархинин и Ю.А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессор 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.

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. СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В.В. Масленников

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

Основные черты сходства и различия современных и древних черных курильщиков

V.V. Maslennikov

*Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia*

Main similarities and differences of modern and ancient black smokers

Abstract. The diversity of mineral and chemical zonation of smoker chimneys is correlated with the composition of host complexes. The main factors, however, affecting the zonation, include the local physicochemical parameters of hydrothermal fluids and their variations upon rock/seawater interaction. At the same time, the correlation between the composition of host rocks and the local physicochemical parameters do not explain the whole diversity of smokers because of distinct maturity of ore-generating hydrothermal systems.

Последние десятилетия в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс) проведены исследования минералогии и геохимии современных и древних черных курильщиков [Масленникова, Масленников, 2007; Масленников и др., 2019]. Установлено, что древние и современные черные курильщики имеют черты сходства зональности, обусловленные одинаковым механизмом взаимодействия гидротермальных флюидов с морской водой. Однако гидротермальные трубы оказались настолько разнообразными, что они показали больше различий, чем сходства.

Современные черные курильщики формируются в различных геодинамических обстановках: быстросрединных срединно-океанических хребтах (СОХ), внутридуговых и задуговых рифтах, внутридуговых вулканах центрального типа Тихого океана, медленносрединных СОХ Атлантического океана, а также над «горячими точками», осложняющими СОХ. Древние курильщики обнаружены в рудах многих колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтида и Хокуроко, принадлежащих к различным рудно-формационным типам, сформированным, как считается, во внутридуговых, энзиматических и энсиалических задуговых и окраинно-морских рифтах и кальдерах вулканов. Гораздо реже встречаются обстановки с ультрамафитами, которые рассматриваются как зоны растяжения в преддуговом бассейне [Nimis et al., 2004] или как аккреционные призмы островодужных систем [Зайков, 2006]. Пока не обнаружено признаков влияния древних «горячих точек» на формирование вулканитов и известных рудно-формационных типов колчеданных месторождений.

На современном уровне знаний гидротермальные курильщики можно ранжировать по составу вмещающих пород, что согласуется с современными рудно-формационными классификациями колчеданных месторождений. Соответственно, по составу вмещающих пород

выявлены ультрамафитовые, базальтовые, риолит-базальтовые, базальт-риолитовые формации, ассоциирующие с яшмами. Особое место занимают базальтовые и базальт-риолитовые формации, ассоциирующие с углеродистыми отложениями. Предполагается, что особенности строения и состава курильщиков коррелируют с составами рудовмещающих формаций.

Другой подход придает особое значение локальным вариациям физико-химических условий минералообразования. Древние курильщики по минеральному составу и зональности подразделяются на несколько типов, среди которых обнаружены минералого-геохимические признаки современных белых, черных, темно-серых, серых и мерцающих (бесцветных) курильщиков, состав которых определяется своими локальными физико-химическими параметрами минералообразования [Бортников, 1995]. Третий фактор минералого-геохимического разнообразия курильщиков – зрелость колчеданообразующих гидротермальных систем [Grichuk, 2012; Третьяков, 2015].

Минеральная зональность древних и современных курильщиков, ассоциирующих с ультрамафитами, зачастую сильно отличается. Например, оболочка современных курильщиков поля Рейнбоу (Атлантический океан) сложена дигенитом и борнитом. Реже встречается колломорфный пирит, который доминирует в оболочках мерцающих курильщиков. Индикаторными минералами современных черных курильщиков, ассоциирующих с ультрамафитами, являются минералы Co и Ni, среди которых выделяются сульфиды, арсениды и теллуриды. На Дергамышском кобальт-медноколчеданном месторождении, залегающем на ультрамафитах Главного Уральского разлома, оболочка халькопиритовых труб обычно отсутствует или представлена тонким слоем пирита и псевдоморфозами пирита по кристаллам пирротина. Пирит, также как и в современных аналогах, доминирует в трубах диффузеров. В халькопирите встречаются пирит-халькопиритовые решетчатые структуры. Среди акцессорных минералов встречаются катъерит-пирит, теллуриды Bi, касситерит. Как современные, так и древние курильщики ультрамафитовых комплексов содержат обильное самородное золото, характеризуются повышенными содержаниями Sn. Отличительной особенностью дергамышских труб являются повышенные содержания Sb в халькопирите [Maslennikov et al., 2017]. Это может свидетельствовать о большей зрелости гидротермальной системы, сформировавшей это месторождение по сравнению с известными современными системами черных курильщиков, ассоциирующих с ультрамафитами.

Гидротермальные трубы черных курильщиков, сформированные на базальтах, наиболее изучены. По зональности сфалерит-пирит-халькопиритовых труб они имеют аналогии среди месторождений кипрского типа на Урале, Понтидах, Кипре и Кордильерах. Оболочка труб сложена колломорфным пиритом, крустификация канала – халькопиритом. Как древние, так и современные черные курильщики, ассоциирующие с базальтами, обеднены редкими минералами. Основное количество микроэлементов входит в состав изоморфных примесей. Исключение представляют некоторые курильщики САХ, в которых обнаружены минералы группы полидимита, кобальтин и реальгар. Современные курильщики медленно-спрединговых рифтов, «горячих точек» и задуговых бассейнов обычно обогащены золотом по сравнению с курильщиками высокоспрединговых рифтов (Восточно-Тихоокеанское поднятие). Характерная особенность современных серых курильщиков «горячих точек» – присутствие барита, иорданита-геокронита, теннантита и, иногда, борнита, что сближает их с серыми курильщиками втуридуговых и задуговых рифтов. Древние и современные курильщики бимодальных комплексов по составу акцессорных минералов подразделяются на две группы: в первой курильщики содержат обильные теллуриды, во второй доминируют галенит-сульфосольные парагенезисы. В древних колчеданосных районах первая группа связана с риолит-базальтовой формацией, вмещающей колчеданные месторождения уральского и понтийского типов. Вторая группа принадлежит базальт-риолитовой формации с месторождениями куро-

ко и баймакского типов. Таким образом, разнообразие акцессорных минералов нарастает к середине рудно-формационного ряда.

Своеобразный тип черных курильщиков сформировался над риолит-черносланцевыми комплексами на Рудном Алтае (Николаевское месторождение) и Урале (Сафьяновское месторождение). Их возможными современными аналогами являются черные курильщики трога Окинава (поле Джейд). Древние черные курильщики, сформированные на осадочном основании, пока не обнаружены. Общими признаками как древних, так и современных черных курильщиков являются обилие колломорфного пирита и марказита, наличие пирротина или псевдоморфоз пирита по пирротину, решетчатые структуры распада, промежуточные твердые растворы системы Cu-Fe-Zn-S, аномально высокие содержания Se и Co в халькопирите. В случае дефицита подрудных черных сланцев гидротермальные трубы соответствовали по составу серым курильщикам (месторождения Артемьевское, Зареченское). В халькопирите таких труб много самородного золота и очень мало Se, также как и в современных серых курильщиках бассейна Манус.

Многие гидротермальные трубы современных и древних колчеданообразующих систем на самом деле являются не черными, а темно-серыми и серыми курильщиками. Они еще более разнообразны по минеральной зональности и составу. Для них характерно присутствие барита и обильных акцессорных минералов, значительные вариации химического состава, умеренные (200–700 г/т) содержания Se в халькопирите. Только некоторые серые курильщики могут содержать псевдоморфозы по пирротину и сростания халькопирита с изокубанитом (уральский тип), в других – эти минералы отсутствуют (понтийский и куроко тип). П. Хальбах с соавторами [Halbach et al., 2003] отнес к специфической разновидности серовато-белых курильщиков золотосодержащие халькопирит-опал-марказит-пирит-сфалеритовые трубы бассейна Северный Фиджи. Близкие по составу серые курильщики имеются на гидротермальных полях Горы Осевои [Богданов и др., 2006]. Их особенностью является ассоциация барита и опала в оболочке труб с кристаллами пирротина наряду с иорданитом и галенитом. Однако чаще всего серые и темно-серые курильщики встречаются в островодужных комплексах Западной Пацифики (например, поля Бразерс, Пакманус и Сюзетта). Температура гидротермальных флюидов темно-серых курильщиков достигает 274–302 °C [Berkenbosh et al., 2012]. Предполагается, что темно-серые дымы в отличие от черных не содержат частиц пирротина или содержат его в незначительных количествах. Мерцающие курильщики, или диффузеры выпускают теплые бесцветные растворы (<10–50 °C), формируются на поздних стадиях развития черных и серых курильщиков. Они характеризуются крайне низкими содержаниями Se (<50 г/т) и Co (<10 г/т). В фанерозойских черных курильщиках в ряду от офиолитовых ассоциаций к базальт-риолитовым уменьшается количество высоко-железистых сульфидов и нарастает содержание барита.

Элементы-примеси в гидротермальном халькопирите как древних, так и современных черных курильщиков находятся в зависимости от состава рудовмещающих комплексов, среди которых серпентинитовый отличается повышенными содержаниями Se, Sn, Co, Ni, Au и U; базальтовый – высокими концентрациями Co, Se и низкими Bi и Pb; риолит-базальтовый – высокими содержаниями Te и Bi, иногда Co и умеренными Se; базальт-риолитовый – повышенными As, Sb, Mo, Pb, Bi, иногда Ag, W и низкими концентрациями Co. Содержания Se и Co в халькопирите труб постепенно убывают, а Ba, Bi, Pb, Ag, Sb, Mo, W – возрастают по мере увеличения в рудовмещающих комплексах относительного количества кислых вулканитов. Обогащение Te отмечается в середине ряда.

Несмотря на очевидное сходство в механизмах роста, современные черные курильщики медленносрединговых рифтов нередко отличаются от черных курильщиков быстросрединговых рифтов более высокими концентрациями микроэлементов, которые относятся к

более зрелой стадии взаимодействия в системе вода/порода. Зрелость колчеданообразующей системы в данном случае определяется стадиями разложения минералов, начинающимися разложением оливина, пироксенов, амфиболов, магнетита, ильменита, хлоритов и заканчивающихся разложением полевых шпатов. Выделяются незрелые системы, обогащенные Cu, Se, Fe и Co. В зрелых гидротермальных системах нарастает роль Bi, Zn, Sb, Pb, Te, Tl и Au. К первым относятся черные курильщики быстросрединговых СОХ, ко вторым – черные курильщики медленноспрединговых СОХ и задуговых бассейнов, а также большинство палеокурильщиков колчеданных месторождений уральского и понтийского типов. Крайняя степень зрелости колчеданосных гидротермальных систем («истощенная») включает серые курильщики «горячих точек», внутридуговых рифтов и вулканы центрального типа, а также палеокурильщики месторождений в базальт-риолитовых комплексах. В последнем случае скорость созревания рудогенерирующих систем гораздо выше, чем систем СОХ [Grichuk, 2012].

Геохимические ассоциации, выявленные для каждого сульфида и для каждой зоны, в целом, отражают присутствие известных микровключений и изоморфных примесей, характеризующих различные физико-химические условия формирования [Масленникова, Масленников, 2007]. Для гидротермально-крустификационных халькопиритовых микрофаций характерны две ассоциации: высокотемпературная – Se–Co–Bi–Te, связанная с крупнозернистым халькопиритом среднего слоя крустификации, и высоко-среднетемпературная – Mo–Au–Ag–Pb–Te, свойственная приграничным внешнему и внутреннему слоям. Среднетемпературная ассоциация (Cd–Sn–Ga–Mn–As–Sb) присутствует в сфалеритовой крустификации каналов труб. В оболочках труб концентрируются элементы низкотемпературной (Pb, Mn, Tl) и водородной (U, V, W) ассоциаций.

В гидротермальных трубах наблюдается последовательная смена концентраций химических элементов по мере нарастания в рудно-формационном ряду колчеданных месторождений количества кислых вулканитов. Месторождения, находящиеся в начале ряда, характеризуются повышенными содержаниями Fe, Co, Ni, Sn, Se, тогда как для колчеданных месторождений конца этого ряда нарастает роль Zn, Bi, Te, Ba, Pb, Tl, As, Sb и Cd. Эта же закономерность подтверждается при сравнении типохимизма одноименных сульфидов современных курильщиков. Подрудные осадки, обогащенные органическими веществами, могут корректировать особенности дифференциации химических элементов: на таком месторождении можно встретить необычное сочетание, например, высоких содержаний Fe и Co, с Ba, Tl, As и Sb (рудноалтайский медно-цинковый тип).

Сопреженный анализ микрофациальной и минералого-геохимической зональности сульфидных труб позволяет обнаружить отчетливые признаки гидротермально-осадочной дифференциации химических элементов, которые можно сгруппировать в четыре ассоциации: высокотемпературные (Cu, Se, Bi, Te, Co), среднетемпературные (As, Sn, Zn, Cd, Au, Ag), низкотемпературные (Ba, Mn, Tl, Pb) и водородные (V, U, W). Высокотемпературные элементы, как правило, концентрируются в халькопирите и эвгедральном пирите, среднетемпературные – в сфалерите и субгедральном зональном пирите и марказите, низкотемпературные – в колломорфном пирите и водородные – в продуктах окисления сульфидов. Спектры элементов в ассоциациях зависят от рудно-формационного типа месторождений и от зрелости рудогенерирующих систем, т. е. от геохимической специализации флюидов. Многие элементы обладают двойственными и даже тройственными свойствами в зависимости от формы нахождения, определяемыми другими условиями минералообразования (*Eh*). В ряду гидротермальных труб курильщиков по мере уменьшения в них количества халькопирита и увеличения сфалерита, пирита, кварца и барита возрастает сначала роль среднетемпературных, а затем и низкотемпературных геохимических ассоциаций не только в пирите и сфалерите, но и в халькопирите. В этом же направлении изоморфные формы нахождения многих элементов

сменяются арсенидными, теллуридными, сульфосольными и самороднометалльными. Предполагается, что в этом же направлении нарастает степень влияния морской воды на гидротермальные флюиды [Масленникова, Масленников, 2007].

Таким образом, разнообразие минеральной и химической зональности труб находится в зависимости от состава вмещающих формаций. Однако основное значение имеют локальные физико-химические параметры гидротермальных флюидов и их изменения при взаимодействии с горными породами и океанской водой. Зависимость от состава вмещающих формаций и локальные физико-химические параметры не объясняют всего минералогического разнообразия курильщиков, т. к. значительную роль может играть зрелость рудогенерирующих гидротермальных систем.

Работы выполнялись по государственной бюджетной теме №: 122031600292-6.

Литература

- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Бортников Н.С. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций в рудах гидротермальных месторождений цветных и благородных металлов. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 1995. 54 с.
- Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. Изд. второе доп. М.: Наука, 2006. 429 с.
- Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю. Минералогия и геохимия древних и современных черных курильщиков. М.: РАН, 2019. 832 с.
- Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 317 с.
- Третьяков Г.А. Минеральные ассоциации и поведение рудообразующих элементов при взаимодействии пород с морской водой в гидротермальных условиях // Литосфера, 2015. № 6. С. 142–147.
- Berkenbosh H.A., de Ronde C.E.J., Gemmel J.B., McNeil A.W., Goemann K. Mineralogy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec arc // Economic Geology. 2012. Vol. 107. P. 1613–1633.
- Grichuk D.V. Thermodynamic model of ore-forming processes in a submarine island-arc hydrothermal system // Geochemistry International. 2012. Vol. 50. № 13. P. 1069–1100.
- Halbach P.E., Fouquet Y., Herzig P. Mineralization and compositional patterns in deepsea hydrothermal systems // In: Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal / Ed. P.E. Halbach, V. Tunncliffe, J.R. Hein. Berlin: Dahlem University Press, 2003. P. 85–122.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R., Danyushevsky L., Herrington R.J., Ayupova N.R., Zaykov V.V., Lein A.Yu., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Tessalina S.G. Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 64–106.
- Nimis P., Buschmann B., Jonas P. Likely forearc origin of ophiolite complexes from the southern Main Uralian Fault Zone, Urals // 32nd Intern. Geol. Congress, Florence. 2004. Part 1. P. 594.

И.Ю. Мелекесцева, В.А. Котляров
Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
melekestseva-irina@yandex.ru

**Формы нахождения кадмия в рудах Ириновского гидротермального
сульфидного поля
(13°20' с.ш., Срединно-Атлантический хребет)**

I. Yu. Melekestseva, V. A. Kotlyarov
Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of
Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Russia

**Cd deportment in massive sulfides of the Irinovskoe hydrothermal sulfide field
(13°20' N, Mid-Atlantic Ridge)**

Abstract. Cd-bearing sphalerite (up to 41.38 wt. % Cd) and a CdS phase (most likely hawleyite) are found in the Zn-rich smoker chimneys of the Irinovskoe hydrothermal sulfide field, 13°20' N, Mid-Atlantic Ridge. The minerals are associated with native sulfur and formed at temperatures <120 °C under acidic/reducing conditions and low S activity. The high Cd contents of easily soluble sphalerite and the presence of the CdS phase should be taken into account in possible future mining and processing of seafloor hydrothermal sulfide fields.

Введение. Среди тяжелых металлов Cd представляет большой интерес из-за его высокой токсичности. К настоящему времени известно около 20 минералов Cd [www.mindat.org]. Кадмий, главным образом, связан со сфалеритом, но содержание Cd в сфалерите редко превышает >1 мас. % даже в богатых Cd месторождениях [Cook et al., 2009]. Наиболее распространенным минералом Cd является гринокит CdS. В океанических условиях редкие зерна гринокита описаны в сульфидных прожилках в зеленых туфах подводной кальдеры Миеджиншо (Myojinsho) в островной дуге Идзу-Огасавара на северо-западе Тихого океана [Iizasa et al., 1992]. В связи с этим обнаружение высоких содержаний Cd (до 41.38 мас. %) в сфалерите и фазы CdS в рудах Ириновского гидротермального поля в Атлантическом океане являются интересными и требуют рассмотрения.

Гидротермальное сульфидное поле Ириновское (13°20' с.ш., 44°56' в.д., Срединно-Атлантический хребет) открыто в 34-м рейсе НИС «Профессор Логачев» [Бельтнев и др., 2012]. Поле находится между трансформными разломами 15°20' с.ш. и Марафон в привершинной части юго-восточного склона горы 13°20' с.ш. на глубинах 2700–2850 м. В рейсе были драгированы гидротермально-измененные основные и ультраосновные породы. Рудное поле имеет размеры 350×380 м и включает в себя два рудных тела.

В настоящей работе приводятся результаты изучения опал-сфалеритовых труб курильщиков, отобранных первым автором на борту НИС в 2011 г. Образцы изучены с использованием оптического микроскопа Olympus BX-50 и растрового электронного микроскопа РЭММА-202М, оснащенного энергодисперсионной приставкой LZ-5 Link (ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Электронно-микроскопические исследования проводились при следующих условиях: размер пучка 1 мкм, ток 0.6 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, время набора спектра 120 с, стандарт MINM-25-53, ASTIMEX Scientific Limited, образец № 01-044). Предел обнаружения элементов 0.20 мас. %.

Результаты исследований. Изучены фрагменты опал-сфалеритовых труб, отобранных в боковых и нижних частях крупной конусовидной постройки. Главные минералы труб –

сульфиды Zn (~65 %) и опал (~20 %), второстепенные – Fe-оксигидроксиды (~10 %), пирит и халькопирит (в сумме ~5 %). В результате электронно-микроскопических исследований установлены акцессорные галенит, фаза CdS, пирротин, изокубанит, акантит, различные нестехиометричные Ag-Cu-Sb($\pm$ As) сульфосоли, ковеллин, яроуит, самородное золото, самородная сера, англезит, гипс, смектиты, науманнит и леллингит [Melekestseva et al., 2022]. Главными концентраторами Cd являются сульфиды Zn (сфалерит и вюртцит) и фаза CdS. Редко примесь Cd фиксируется в ковеллине (0.47 мас. %) и акантите (0.69 мас. %).

Сульфиды Zn представлены несколькими морфотипами. Стенки каналов в трубах инкрустированы пластинчатыми и пирамидальными кристаллами вюртцита размером до ~0.1 мм со штриховкой на гранях. Кристаллы вюртцита характеризуются зонально-секториальным строением с повышенным (11.75–18.75 мас. %) и пониженным (2.97–7.64 мас. %) содержанием Fe в центре и по краям, соответственно. Содержания Cd в вюртците варьируют от 0.24 до 0.83 мас. %.

Сфалерит псевдоморфно замещает вюртцит и характеризуется низкими содержаниями Fe (2.97 мас. %) и повышенными – Cd (до 5.50 мас. %). Сфалерит также образует многочисленные дендриты, а также зональные сферолиты с опалом в центральных и краевых зонах и почковидным сфалеритом в промежуточных зонах. Почковидные агрегаты состоят из округлого ядра диаметром до 40 мкм, обогащенного Pb (8.57–9.55 мас. %) и Ag (1.83–2.56 мас. %), и каймы толщиной до 5 мкм, обедненной Pb (до 1.37 мас. %) и Ag (0.37–0.48 мас. %). И ядра, и каймы содержат 0.23–0.34 мас. % Cd.

Игольчатые кристаллы сфалерита толщиной 1–2 мкм замещают радиальные агрегаты игольчатой самородной серы и формируют дендриты или скелетные агрегаты. Игольчатый сфалерит содержит Fe (до 15.84 мас. %), Cd (до 26.79 мас. %), Co (до 2.68 мас. %) и Pb (до 6.73 мас. %). Ксеноморфные агрегаты сфалерита размером до 50 мкм в опале сложены изометричными зернами размером не более 5 мкм. Этот низкожелезистый (<4.48 мас. % Fe) сфалерит содержит 13.85–17.48 мас. % Cd и окружен каймой или рассечен тончайшими прожилками сфалерита с самым высоким содержанием Cd (20.09–41.38 мас. %).

Сульфид Cd представлен также несколькими морфологическими и геохимическими типами. Мельчайшие (<1–10 мкм) ксеноморфные зерна, гипидиоморфные кристаллы или микрокристаллические сростки найдены на поверхности агрегатов сфалерита или опала. Он содержит небольшое количество Zn (0.81–2.25 мас. %) и Fe (макс. 2.05 мас. %), но значительное количество Cu (0.42–6.73 мас. %) и Ag (2.09–21.01 мас. %).

В образцах с самородной серой сульфид Cd псевдоморфно замещает игольчатый пирротин и зернистый сфалерит. Он имеет более высокое содержание Zn (13.76–23.07 мас. %) и переменное количество Fe (0.00–10.81 мас. %). Местами сульфид Cd образует губчатые агрегаты, которые замещают сфалерит и ассоциируют с акантитом. Губчатый CdS содержит наиболее высокие концентрации Zn (21.24–25.27 мас. %) и Ag (0.00–7.04 мас. %) и наиболее низкие – Fe (0.47–1.47 мас. %).

Обсуждение. Содержание Cd в сфалерите в рудах большинства гидротермальных сульфидных полей обычно не превышает 1 мас. % за редкими исключениями (см. обзор в [Melekestseva et al., 2022]). Высокое содержание Cd в сфалерите гидротермального поля Ириновское и присутствие сульфида Cd являются свидетельством того, что гидротермальный флюид достиг локального насыщения по Cd-содержащим минералам. Среднее содержание Cd в валовых пробах опал-сфалеритовых труб (445 г/т [Melekestseva et al., 2022]) ниже, например, чем у подобных труб полей САХ: ТАГ (1652 г/т Cd) [Hannington et al., 1995], Логачев-2 (700 г/т Cd) [Fouquet et al., 2010] или Семенов-2 (584 г/т Cd) [Melekestseva et al., 2017]. Однако сульфиды Cd не описаны в рудах этих полей, а содержание Cd в сфалерите не превышает 1 мас. %. Такое «противоречие» между химическим и минеральным составами

означает, что на поле Ириновское сложились более благоприятные условия для образования Cd-содержащих минералов и, скорее всего, субстрат (базальты или ультрамафиты) не имеет решающего значения.

В осадочной геологии Cd известен как один из редокс-чувствительных элементов и считается, что частицы Cd эффективно ремобилизуются в восстановительных условиях [Rosenthal et al., 1995]. В нашем случае на восстановительные условия указывает присутствие пирротина, ассоциирующего с высококадмиевым сфалеритом и сульфидом Cd [Melekestseva et al., 2022]. Помимо восстановительных условий для обогащения сфалерита Cd также благоприятны кислые условия [Schwartz, 2000], которые даже необходимы для образования хоулиита – кубического сульфида Cd [Coveney et al., 1984]. Из-за крайне малых размеров зерен невозможно точно определить является ли обнаруженный сульфид Cd гринокитом (гексагональная α -форма CdS из группы вюрцита) или хоулитом (кубическая β -форма CdS из группы сфалерита). Однако на основании картин Кикучи высококадмиевого сульфида Zn, которые полностью соответствуют сфалериту (кубическая фаза), и непрерывного ряда химического состава между сульфидами Zn и Cd [Melekestseva et al., 2022], мы предполагаем, что фаза CdS, скорее всего, представляет собой хоулит, а не гринокит. Предполагаемое появление хоулиита, который считается метастабильным при любых условиях, указывает на его неравновесное образование [Černý, Harris, 1978].

Выводы. Таким образом, обнаружение высококадмиевого сфалерита и сульфида Cd в низкотемпературной ассоциации с самородной серой расширяет температурные границы их возможного образования, поскольку самородная сера неустойчива при температурах $>120^\circ\text{C}$. Высокое содержание Cd в легкорастворимом сфалерите и присутствие сульфида Cd необходимо учитывать при возможной будущей добыче и переработке сульфидов на морском дне.

Литература

- Бельтнев В.Б., Иванов В.Н., Сергеев М.Б., Рождественская И.И., Самоваров М.Л. Результаты поисковых работ на полиметаллические сульфиды в Атлантике в 2011 г. в свете подачи российской заявки в МОМД // Разведка и охрана недр. 2012. № 8. С. 50–55.
- Černý P., Harris D.C. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XI. Native elements, alloys, sulfides and sulfosalts // The Canadian Mineralogist. 1978. Vol. 16. P. 625–640.
- Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B., Melcher F. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. Vol. 73. P. 4761–4791.
- Coveney R.M., Jr., Allen A.V., Blankenship J.C., Simmons W.B. Hawleyite and phosphate minerals from Bethel Church, Indiana, including a second occurrence for ferrostrunzite // Mineralogical Record. 1984. Vol. 15. P. 351–357.
- Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J., Charlou J.-L., Ondréas H., Barriga F.J.A.S., Cherkashov G., Semkova T., Poroshina I., Bohn M. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: A new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposits. In: *Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges*; Rona, P.A., Devey, C.W., Dymant, J., Murton, B.J., Eds.; AGU Geophys. Monograph; Wiley-Blackwell: Hoboken, NJ, USA, 2010. P. 321–368.
- Hannington M.D., Tivey M.K., Larocque A.C., Petersen S., Rona P.A. The occurrence of gold in sulfide deposits on the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge // The Canadian Mineralogist. 1995. Vol. 33. P. 1285–1310.
- Iizasa K., Yuasa M., Yokota S. Mineralogy and geochemistry of volcanogenic sulfides from the Myojinsho submarine caldera, the Shichito-Iwojima Ridge, Izu-Ogasawara Arc, northwestern Pacific // Marine Geology. 1992. Vol. 108. P. 39–58.

Melekestseva I., Kotlyarov V., Tret'yakov G., Shilovskikh V., Khvorov P., Belogub E., Beltenev V., Filippova K., Sadykov S. The heavy-metal fingerprint of the Irinovskoe hydrothermal sulfide field, 13°20' N, Mid-Atlantic Ridge // *Minerals*. 2022. Vol. 12. #1626.

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 silver-rich 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.

Rosenthal Y., Lam P., Boyle E.A., Thomson J. Authigenic cadmium enrichments in suboxic sediments: Precipitation and postdepositional mobility // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 132. P. 99–111.

Schwartz M.O. Cadmium in zinc deposits: Economic geology of polluting element // *International Geological Review*. 2000. Vol. 42. P. 445–469.

**Е.С. Яковенко^{1,2}, Г.А. Черкашёв^{1,2}, А.В. Фирстова¹,
А.А. Суханова¹, Т.В. Степанова¹**

¹ – Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, Россия
lizushayakovenko@gmail.com

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

Особенности химического состава сульфидных руд гидротермального поля Ириновское (Срединно-Атлантический хребет)

**E.S. Yakovenko^{1,2}, G.A. Cherkashov^{1,2}, A.V. Firstova¹,
A.A. Sukhanova², T.V. Stepanova¹**

¹ – Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia),
St. Petersburg, Russia
lizushayakovenko@gmail.com

² – St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Peculiarities of chemical composition of seafloor massive sulfides of the Irinovskoe hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge)

Abstract. The study presents the geochemical features of seafloor massive sulfides (SMS) of the Irinovskoe hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge). The SMS are associated with a specific structure of the oceanic core complex represented by the gabbro-peridotites. Based on distribution of major minerals, the SMS are subdivided into chalcopyrite, marcasite, sphalerite, pyrite-marcasite and chalcopyrite-marcasite types. In comparison with the MAR SMS, the SMS of the Irinovskoe field have elevated Cu, Ni and Se contents. Five geochemical types are identified for the SMS of the Irinovskoe field: Cu, Zn-Cu, Cu-Fe, Zn and Fe-S. The chemical composition of the SMS of the Irinovskoe field is compared with that of ultramafic-associated SMS of the MAR.

Введение. Объектом исследования являются сульфидные руды гидротермального поля Ириновское (13°20' с.ш.; Срединно-Атлантический хребет – САХ), поднятые в рейсе № 34 НИС «Профессор Логачев» в 2011 г. [Бельтнев и др., 2013]. Рудное поле приурочено к струк-

туре внутреннего океанического комплекса, сложенного породами габбро-перидотитового комплекса [MacLeod et al., 2009].

Материалы и методы. Материалы для исследования предоставлены сотрудниками ФГБУ «ВНИИОкеангеология». Минеральный состав руд определялся под микроскопом в 26 аншлифах, химический состав – в 65 пробах. Химические анализы проводились во ВНИИОкеангеология и Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Содержания Cu, Zn, Fe определялись методом атомной абсорбции; Co, Ni, Ge, Se, Ag, Cd, In, Te, Pb и Bi – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) с полным кислотным разложением; Ga, Mo, Sn, Ba и U – ИСП-МС методом сплавления с LiBO_2 ; As – ИСП-МС с разложением в «царской водке» ($\text{HNO}_3 + \text{HCl}$); Au – методом пламенной атомно-абсорбционной спектрофотометрии (AAS); S – инфракрасной спектрометрией; SiO_2 – фотометрическим методом.

Результаты и обсуждение. На борту НИС «Профессор Логачев» сульфидные образцы были разделены на сульфидные трубы, массивные и прожилково-вкрапленные руды. По результатам минералогического изучения выделено пять минеральных типов руд по преобладающему минералу: халькопиритовый (самый распространенный – 18 шт.), марказитовый (3 шт.), сфалеритовый (1 шт.), пирит-марказитовый (1 шт.) и халькопирит-марказитовый (1 шт.) [Яковенко и др., 2022]. Халькопиритовый тип представлен в сульфидных трубах, массивных и прожилково-вкрапленных рудах, остальные минеральные типы – только в виде массивных руд. Сульфиды в разном количестве в зависимости от минерального типа представлены халькопиритом, пиритом, марказитом и сфалеритом; образцы в разной степени опализованы. Из редких минералов обнаружены галенит, борнит, ковеллин, самородное золото, хлорид серебра и барит.

По результатам химического анализа, сульфидные руды поля Ириновское по сравнению с рудами других гидротермальных полей Российского разведочного района (PPP) САХ характеризуются повышенными содержаниями Cu (24.6 %) и пониженными – Fe (21.5 %) и Zn (0.9 %) (табл. 1). Помимо Cu, отмечаются повышенные содержания Ni, Bi, Se, Ag и Au. Эти особенности состава руд связаны с их приуроченностью к породам габбро-перидотитового комплекса [Fouquet et al., 2010].

По результатам химического анализа в 65 пробах сульфидных руд было выделено пять геохимических типов в соответствии с классификацией, разработанной во «ВНИИОкеангеология» [Краснов и др., 1992]. Наибольшее количество образцов (13 шт.) относится к медному типу (Cu), в меньшем количестве встречается цинково-медно-колчеданный тип (Zn-Cu) (4 шт.); медно-колчеданный (Cu-Fe), цинковый (Zn) и серно-колчеданный (Fe-S) типы отмечены в 1-2 образцах (табл. 1).

Между выделенными геохимическими типами и минеральными типами образцов поля Ириновское отмечаются следующие связи: 1) медному (Cu) и цинково-медно-колчеданному (Zn-Cu) геохимическим типам соответствуют образцы халькопиритового минерального типа, который представлен в наибольшем количестве на рудном поле, а также единичным образцом халькопирит-марказитового минерального типа; 2) цинковому (Zn) геохимическому типу соответствует сфалеритовый минеральный тип; 3) марказитовый минеральный тип руд соотносится с медно-колчеданным (Cu-Fe) и серно-колчеданным (Fe-S) типами.

Помимо сульфидных труб и массивных руд, которые были разделены на геохимические типы, встречаются прожилково-вкрапленные руды. Прожилково-вкрапленные руды характеризуются низкими содержаниями главных металлов: Fe – 9 %, Cu – 1 %, Zn – 0.04 % (см. табл. 1). Для этих руд характерно высокое содержание SiO_2 – 54 %; среднее – Ni – 237 г/т; при этом Ni в этих рудах больше, чем в Zn, Zn-Cu и Cu геохимических типах, но меньше, чем в Cu-Fe и Fe-S типах (табл. 1).

Таблица 1

Средний химический состав различных типов сульфидных руд гидротермального поля Ириновское и РРР САХ

Элемент/ Среднее	Сульфидные руды поля Ириновское	Сульфидные руды РРР САХ	Сульфидные руды поля Ириновское					Прож.-вкр. руды Ириновское (3)	Сульфидные руды РРР САХ на ультраосновных породах				
			Cu (13)	Zn-Cu (4)	Cu-Fe (2)	Fe-S (1)	Zn (1)		Cu	Zn-Cu	Cu-Fe	Fe-S	Zn
мас. %													
Fe	21.48	32.46	22.76	17.89	36.47	33.96	12.15	9.66	17.66	29.85	34.95	39.47	12.2
Cu	24.6	9.8	33.21	31.89	12.09	16.26	1.52	1.41	42.44	21.72	11.08	0.98	1.17
Zn	0.89	3.22	0.12	1.46	0.09	0.36	13.37	0.04	0.17	3.57	0.2	0.14	40.2
S	23.75	36.42	27.36	26.25	23.26	23.42	18.1	3.1	20.35	28.21	37.2	37.82	22.23
SiO ₂	20.83	3.2	11.08	20.6	24.67	23.39	44.89	54.32	1.78	1.26	0.97	1.09	4.07
Ba	0.18	0.29	0.22	0.002	0.38	0.31	0.38	0.0005	0.18	0.03	0.034	0.04	0.16
г/г													
Au	3.38	2.92	2.71	5.81	0.89	1.72	2.4	0.27	9.96	10	7.7	788	2.16
Ag	68	37.2	36.84	71.65	45.4	52.93	387.2	0.68	29.59	29.74	5.2	8.87	292
Co	174.52	621.4	127.13	187	588.8	450.71	167.8	106.5	762	2053	1590	153	293
Ni	89.24	55.6	29.99	16.26	451.35	330.65	31.6	237.57	349	55.75	241.87	85	37.14
Pb	104.25	157	31.98	76.98	68.1	80.15	1 094	13.4	52.49	93.45	52.4	67	810
Bi	4.78	3.03	10.53	2.07	—	4.78	—	0.24	2.8	4.08	4.4	0.57	0.5
Se	419.3	335.78	636.65	366	15.05	149.8	12	91.47	530	513	245	—	17.5
Ge	11.13	35.9	12.63	16.67	—	11.13	—	0.58	19.46	16.43	6.06	1	415
As	56.03	319	8.5	67.63	8.75	24.51	126.8	4.39	157.07	439.2	151.7	9	910
Mo	16.27	37.49	8.85	20.8	13.75	14.59	59.2	5.3	17.1	41.27	32.7	2	15
Cd	37.58	110	3.56	34.43	6.95	17.16	695.9	0.24	16.76	79.33	26.43	1.05	632.86
In	3.59	1.38	7.59	1.88	—	3.59	—	0.15	5.11	2.6	1	1	0.5
Sn	29.33	64.2	17.84	45.25	12.65	18.21	1.5	41.84	41.92	113	28.3	29.2	357
Te	16.71	52.41	24.74	12.34	0.75	6.07	0.75	9.04	67.71	50	50	50	50
Ga	8.29	19.07	2.76	12.06	—	8.29	—	10.94	5.45	10.17	5.97	6.42	21.1

Примечание. Химический состав сульфидных руд РРР САХ приведен в базе данных Российского разведочного района – глубоководных полиметаллических руд в информационной аналитической системе «Океангеоресурсы» ФГБУ ВНИИОкеангеология. Синим цветом выделены повышенные содержания элементов в сульфидных рудах поля Ириновское по сравнению со средними содержаниями в рудах РРР САХ. Красным цветом выделены повышенные содержания элементов по сравнению с геохимическими типами только на рудном поле Ириновское. Зеленым цветом выделены ячейки с повышенными содержаниями элементов по геохимическим типам сульфидных руд Ириновского по сравнению с соответствующими геохимическими типами сульфидных руд на породах габбро-перидотитового комплекса РРР САХ. Прочерк – содержание элемента не определено.

Корреляционная матрица для выборки данных химического анализа сульфидных руд гидротермального поля Ириновское

	Fe	Cu	Zn	S	Au	Ag	Co	Ni	Pb	Bi	Se	Ge	As	Mo	Cd	In	Sn	Te	Ba	Ga
Fe	1.00	0.04	-0.24	0.68	0.10	0.06	0.11	0.05	-0.03	0.32	0.19	0.06	0.14	-0.03	-0.30	0.31	0.01	0.13	0.38	-0.03
Cu		1.00	-0.43	0.54	-0.33	-0.46	-0.15	-0.13	-0.37	0.14	0.67	-0.26	-0.41	-0.50	-0.41	0.37	-0.23	0.54	-0.11	-0.37
Zn			1.00	-0.22	0.27	0.79	0.04	-0.16	0.72	-0.22	-0.36	0.52	0.42	0.53	0.92	-0.24	0.25	-0.32	0.15	0.56
S				1.00	0.05	0.03	0.00	-0.18	-0.01	0.37	0.49	0.04	0.15	-0.02	-0.29	0.40	-0.10	0.35	0.31	-0.15
Au					1.00	0.52	-0.02	-0.19	0.11	-0.21	-0.33	0.03	0.49	0.46	0.24	-0.22	0.45	-0.34	0.02	0.24
Ag						1.00	-0.05	-0.24	0.70	-0.13	-0.42	0.47	0.75	0.68	0.72	-0.20	0.38	-0.40	0.31	0.49
Co							1.00	0.84	-0.05	-0.17	-0.32	-0.05	-0.02	-0.08	0.01	-0.14	-0.09	-0.31	-0.08	-0.13
Ni								1.00	-0.11	-0.24	-0.26	-0.11	-0.16	-0.23	-0.14	-0.08	-0.26	-0.27	-0.02	-0.12
Pb									1.00	-0.04	-0.29	0.90	0.69	0.67	0.54	-0.19	0.00	-0.26	0.49	0.77
Bi										1.00	0.44	-0.04	-0.04	0.07	-0.21	0.61	0.16	0.55	-0.02	-0.14
Se											1.00	-0.18	-0.33	-0.33	-0.31	0.79	0.02	0.89	-0.07	-0.29
Ge												1.00	0.59	0.48	0.26	-0.20	-0.05	-0.20	0.56	0.86
As													1.00	0.79	0.24	-0.20	0.33	-0.27	0.30	0.49
Mo														1.00	0.45	-0.10	0.29	-0.21	0.13	0.49
Cd															1.00	-0.18	0.16	-0.30	0.13	0.35
In																1.00	0.29	0.74	-0.12	-0.28
Sn																	1.00	0.12	-0.36	0.07
Te																		1.00	-0.18	-0.33
Ba																			1.00	0.45
Ga																				1.00

Примечание. Количество образцов – 24. Выделенные красным цветом значения являются значимыми при уровне вероятности 95 %.

При сравнении геохимических типов руд поля Ириновское с геохимическими типами руд на породах габбро-перидотитового комплекса PPP САХ следует отметить, что руды поля Ириновское имеют повышенные содержания Cu, Ag и SiO₂ (см. табл. 1). Повышенные содержания SiO₂ говорят о наличии сильноокремненных руд на поле Ириновское относительно других гидротермальных полей PPP САХ.

Данные химического анализа (24 обр.) сульфидных руд были обработаны в программе STATISTICA. Построена корреляционная матрица для выявления взаимосвязей между элементами (табл. 2). Установлено, что Zn имеет положительные корреляционные связи с Cd, Pb, Ag и Mo. Эти элементы характерны для низкотемпературной ассоциации сульфидов Zn [Fouquet et al., 2010]. Медь образует связь с Se, Te и Ge, характеризуя высокотемпературные сульфиды Cu [Fouquet et al., 2010].

Выводы. В ходе исследования были определены геохимические особенности главных и примесных элементов сульфидных руд гидротермального поля Ириновское, а также проведено сравнение химического состава руд гидротермального поля Ириновское со средними содержаниями главных и примесных элементов сульфидных руд на PPP САХ. Полученные результаты расширяют имеющиеся знания о сульфидном оруденении САХ в части рудных полей, приуроченных к породам габбро-перидотитового комплекса и имеющих ресурсные преимущества по сравнению с рудами, связанными с базальтами.

Работа финансируется грантом Министерства образования и науки РФ № 075-15-2022-1220.

Литература

Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Самоваров М.Л. и др. Геологическое изучение осевой зоны Срединно-Атлантического хребта с проведением опытно-методических работ по использованию новых методик полевых исследований. Ломоносов: ФГУНПП «ПМГРЭ», 2013. 191 с.

Краснов С.Г., Черкашёв Г.А., Айнемер А.И., Гринвальд Э.Ф. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб: Недра, 1992. 278 с.

Яковенко Е.С., Черкашёв Г.А., Фирстова А.В., Суханова А.А., Степанова Т.В. Реконструкция процессов современного рудообразования на основе минералого-геохимических особенностей сульфидных руд гидротермального поля Ириновское-1 (Срединно-Атлантический хребет) // Новое в познании процессов рудообразования. М.: ИГЕМ РАН, 2022. С. 343–345.

Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J., Luc J.C., Ondréas H., Barriga F., Cherkashov G., Semkova T., Poroshina I., Bohn M., Pierre J., Henry K., Murphy P., Rouxe O. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: a new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposit // Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges Geophysical Monograph. 2010. Vol. 188. P. 321–364.

MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J., Casey J.F., Mallows C., Unsworth S.C., Achenbach K.L., Harris M. Life cycle of oceanic core complexes // Earth and Planetary Science Letters. 2009. Vol. 287. P. 333–344.

А.Н. Перцев, К.Н. Шолухов
Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
anpertsev@ynadex.ru

Феномен локального гранитоидного магматизма при формировании океанической коры и новые данные по расплавленным включениям

A.N. Pertsev, K.N. Sholukhov
Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

Phenomenon of local granitoid magmatism during oceanic crust formation and new data on melt inclusions

Abstract. Formation of oceanic crust in a global system of spreading ridges is one of the most spectacular events of the planet differentiation. Local silicic magmatism occurring as felsic veins in lower crustal plutonic assemblages is an ultimate phenomenon of this differentiation. All felsic quartz-bearing lithologies are known as oceanic plagiogranites (OPG). Although the OPG volume in the oceanic crust is minor compared to basic rocks, the nature of granitoid magmatism is one of the key questions for the understanding of processes of crustal accretion and lithosphere-hydrosphere interaction. The main models of the origin of oceanic granitoid magmatism include (1) the high-degree differentiation of MORB-type magma and (2) the low-degree hydro-melting of basic rocks due to magmatic heating and reaction with aqueous fluids. Both models are supported by structural, geochemical, computational and experimental data. The composition of real OPG melts from the oceanic crust is still poorly constrained, thus the application of current genetic models seems ambiguous. During the last decade we studied the zircon-hosted melt inclusions in three OPG-bearing gabbroic assemblages from tectonic windows of the Mid-Atlantic Ridge. Our results allow the correlation of the OPG melt composition with a certain stage of basalt melt fractionation, immediately after the crystallization of Fe-Ti oxides and apatite in highly evolved gabbro veins. The homogenized melt inclusions show H₂O-bearing granitoid composition with moderate (1.4–1.9 wt. %) to high (3.9 ± 0.1 wt. %) K₂O content. A high K/Si ratio of melt inclusions indicates the preferential model of the high-degree differentiation. The SIMS-based LREE contents of largest (~50 µm) homogenized moderately-K inclusion reflect the differentiation model. The high-K granitoid melt identified in one plutonic assemblage fits well with anomalous E-MORB-type melt differentiation.

Одно из наиболее наглядных проявлений планетной дифференциации – формирование океанической коры в глобальной системе спрединговых хребтов. Крайним проявлением этой дифференциации является локальное развитие кислого магматизма в виде лейкократовых жил в нижнекоровых плутонических ассоциациях. Такие лейкократовые кварц-содержащие породы принято называть океаническими плагиогранитами (ОПГ) [Aumento, 1969; Coleman, Peterman, 1975]. Исследования показали, что ОПГ регулярно встречаются в плутонических ассоциациях срединно-океанических хребтов от быстро- до сверхмедленноспрединговых [Kelley, 1997; Silantyev et al., 2005; France et al., 2010]. Бурение в Срединно-Атлантическом и Юго-Западно-Индийском хребтах показало, что жилы ОПГ слагают до 1.5 об. % нижнекоровых габбровых разрезов [Dick et al., 2000; 2017; Ildefonse et al., 2014].

Хотя объем ОПГ незначителен по сравнению с базитовыми породами магматической океанической коры, природа гранитоидного магматизма является одним из ключевых вопросов в понимании процессов коровой аккреции и литосферно-гидросферного взаимодействия в спрединговых центрах. Генетические модели ОПГ, наиболее обоснованные структурно-геологическими, петрографическими, геохимическими, экспериментальными и расчетными данными, относятся к двум группам: (а) высокая степень дифференциации расплавов типа

MORB и (б) низкая степень корового гидроплавления базитовых пород в результате магматического нагрева и взаимодействия с водными флюидами (см. обзоры [Koeperke et al., 2007; Pietranik et al., 2017]). Вместе с тем, недостаток точных данных по составу реальных кислых магматических расплавов в современной океанической коре существенно ограничивает применение существующих генетических моделей к природным ОПГ. Представления о жильных ОПГ как о «замороженных» расплавах [Chen et al., 2019; Koeperke et al., 2007] являются слишком грубым упрощением и не позволяют получить генетически важные параметры состава расплава, такие как K/Si, La/Si, или концентрацию H_2O , исходя из валового состава жил. Более перспективным подходом к оценке состава расплавов ОПГ представляется экспериментальное изучение расплавных микровключений в минералах. В мировой литературе, кроме наших публикаций [Аранович и др., 2015; Pertsev et al., 2021; Шолухов и др., 2021; 2022], данные по составу гомогенизированных расплавных включений в минералах из ОПГ до настоящего времени отсутствуют, что можно объяснить слишком высокой трудоемкостью подобных исследований при недостаточном объеме океанских образцов.

Наша работа по экспериментальному изучению расплавных микровключений была выполнена для трех ОПГ-содержащих габброидных ассоциаций из тектонических окон Срединно-Атлантического хребта: (1) 13° с.ш. (комплекс Ашадзе); (2) 13°34' с.ш.; (3) 17° с.ш. Во всех случаях установлено наличие расплавных включений только в цирконе, изученном преимущественно *in situ*. Полный набор методов исследования включал выделение цирконсо-держащих минеральных ассоциаций и установление их соотношений с габброидными минеральными ассоциациями, анализ химической неоднородности минералов и фазового состава расплавных включений, гомогенизацию расплавных включений в муфеле при температурах до 900 °C в атмосфере со ступенчатой закалкой и контролем фазового состава, гомогенизацию наиболее крупных расплавных включений в установке высокого давления при параметрах до 900 °C и до 3 кбар, вскрытие гомогенизированных включений, рентгеноспектральный микроанализ закаленного стекла включений на главные элементы, вторично-ионную масс-спектрометрию самого крупного включения на легкие РЗЭ (ЛРЗЭ) и H_2O .

Полученные результаты показали, что негомогенизированные расплавные включения содержат естественно-закаленное стекло, что нетипично для плутонических пород и, по-видимому, связано с гидротермальным охлаждением при высокой тектонической активности. Другой особенностью является систематическое присутствие сульфидного расплава, представленного сферическими микроагрегатами состава пирротин ± халькопирит как в гомогенизированном гранитоидном стекле, так и в виде отдельных включений в цирконе. Для ассоциации (1) показано, что полученный состав расплава ОПГ отвечает определенной стадии фракционирования первично базальтового расплава непосредственно после кристаллизации большого объема Fe-Ti оксидов и апатита в высокодифференцированных габброидных жилах. Успешно гомогенизированные и вскрытые расплавные включения имеют водосодержащий (H_2O 3–5 мас. %) гранитоидный состав (SiO_2 70–76 мас. %) с умеренным (1.4–1.9 мас. %) и высоким (3.9 ± 0.1 мас. %) содержаниями K_2O . Во всех случаях отношения K/Si высокие, чтобы предпочесть модель высокой степени дифференциации, а не низкой степени корового плавления, как следует из экспериментальных данных [Koeperke et al., 2004; Wolff et al., 2013].

Наиболее крупное (~50 мкм) гомогенизированное умеренно-калиевое включение из объекта (3) было проанализировано на содержания La, Ce, Pr и Nd. Концентрации этих элементов в гранитоидном расплаве оказались на порядок выше, чем в типичных океанских габбро и ассоциирующих габброидах, в частности, что определенно указывает на механизм высокой степени дифференциации согласно [Brophy, 2009]. Расчеты в программе MELTS показали, что высококалиевый состав гранитоидного расплава из плутонической ассоциации (3) хорошо согласуется с дифференциацией аномального базальтового расплава типа E-MORB,

примитивный состав которого получен из закалочных стекол пространственно ассоциирующих лав. В целом, полученные результаты могут служить новыми обоснованиями модели высокой степени дифференциации расплавов типа MORB, объясняющими происхождение части ОПГ, характерных для Центральной Атлантики.

Литература

Аранович Л.Я., Прокофьев В.Ю., Перцев А.Н., Бортников Н.С., Агеева О.А., Бельтёнов В.Е., Борисовский С.Е., Симакин С.Г. Гранитоидный расплав, обогащенный K_2O , в Срединно-Атлантическом хребте на $13^{\circ}34'$ с.ш.: состав и происхождение по данным анализа расплавных включений и минералов габбро-плагиогранитной ассоциации // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 6. С. 691–696.

Шолухов К.Н., Прокофьев В.Ю., Соловова И.П., Перцев А.Н., Аранович Л.Я., Борисовский С.Е., Бортников Н.С. Признаки гранитоидного магматизма и состав кислого расплава в габброидной ассоциации Срединно-Атлантического хребта на 13° с.ш.: новые данные по расплавным включениям // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 155–160.

Шолухов К.Н., Прокофьев В.Ю., Соловова И.П., Борисовский С.Е., Жиличева О.М., Перцев А.Н. Остаточный расплав после кристаллизации оксид-габбро: пример кислого дифференциата MORB в современной океанической коре (комплекс Ашадзе, Центральная Атлантика) // Петрология. 2022. № 1. С. 31–46.

Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic ridge at $45^{\circ}N$ // Science. 1969. Vol. 165(3898). P. 1112.

Brophy J.G. La-SiO₂ and Yb-SiO₂ systematics in mid-ocean ridge magmas: implications for the origin of oceanic plagiogranite // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2009. Vol. 158. P. 99–111.

Chen Y., Niu Y., Wang X., Gong H., Guo P., Gao Y., Shen F. Petrogenesis of ODP Hole 735B (Leg 176) oceanic plagiogranite: partial melting of gabbros or advanced extent of fractional crystallization? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. Vol. 20. P. 2717–2732.

Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite // Journal of Geophysical Research. 1975. Vol. 80. N. 8. P. 1099–1108.

Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C., Bach W., Bideau D., Gee J.S., Haggas S., Hertogen J.G.H., Hirth G., Martin Holm P., Ildefonse B., Iturrino G.J., John B.E., Kelley D.S., Kikawa E., Kingdon A., LeRoux P. J., Maeda J., Meyer P.S., Miller D.J., Yoshinobu A. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 179. P. 31–51.

Dick H.J.B., MacLeod C.J., Blum P., et al. Expedition 360 summary / MacLeod C.J., Dick H.J.B., Blum P. and the Expedition 360 Scientists, Southwest Indian Ridge Lower Crust and Moho. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 360: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2017.

France L., Koepke J., Ildefonse B., Cichy S.B., Deschamps F. Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: experimental and natural observations // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. Vol. 160. P. 683–704.

Ildefonse B., Abe N., Godard M., Morris A., Teagle D.A.H., Umino S. Formation and evolution of oceanic lithosphere: new insights on crustal structure and igneous chemistry from ODP/IODP Sites 1256, U1309 and U1415 / Stein R., Blackman D., Inagaki F., Larsen H.-C. (eds.), Earth and life processes discovered from seafloor environments, a decade of science achieved by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). Developments in Marine Geology. 2014. P. 449–505.

Kelley D.S. Fluid evolution in slow-spreading environments // Proceedings of Ocean Drilling Program. Scientific results. 1997. Vol. 153. P. 399–415.

Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 146. P. 414–432.

Koepke J., Berndt J., Feig S.T., Holtz F. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2007. Vol. 153. P. 67–84.

Pertsev A.N., Aranovich L.Y., Prokofiev V.Y., Solovova I.P., Ageeva O.A., Borisovskiy S.E., Shatagin K.N., Zhilicheva O.M. Potassium-rich granite melt inclusions in zircon from gabbro-hosted felsic stringers, Mid-Atlantic Ridge at $13^{\circ}34'N$: E-MORB connection // Lithos. 2021. Vol. 400–401. #106300.

Pietranik A., Storey C., Koepke J., Lasalle S. Zircon record of fractionation, hydrous partial melting and thermal gradients at different depths in oceanic crust (ODP Site 735B, South-West Indian Ocean) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2017. Vol. 172. #10.

Silant'ev S., Cherkashin D., Kostitsyn Ju., Dosso L., Karpenko S., Casey J. Granites in the oceanic lithosphere: their origin and geodynamic setting // *InterRidge News*. 2005. Vol. 14. P. 22–25.

Wolff P.E., Koepke J., Feig S.T. The reaction mechanism of fluid-induced partial melting of gabbro in the oceanic crust // *European Journal of Mineralogy*. 2013. Vol. 25. P. 279–298.

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

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
kotlyarov@igm.nsc.ru

² – Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Физико-химические параметры кристаллизации ортопироксенов в островодужных комплексах западной части Тихого океана

N.V. Dmitrieva¹, V.A. Simonov¹, I.Yu. Safonova^{1,2}, A.V. Kotlyarov¹

¹ – *Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

² – *Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia*

Physicochemical parameters crystallization of orthopyroxenes from island-arc complexes in the western Pacific Ocean

Abstract. The results of melt inclusions study in orthopyroxenes from volcanic island arcs in the western Pacific Ocean are presented. The inclusions in orthopyroxene from andesites and dacites from Sulawesi Island (Indonesia) occupy an intermediate position between the inclusions in orthopyroxene from basaltic andesites of Gorely volcano (Kamchatka) and from basalts of Men'shii Brat volcano (Kuril Islands) with a decreasing content of TiO₂, FeO, MgO and CaO and increasing Al₂O₃, Na₂O and SiO₂ content. The orthopyroxene from andesites of Sulawesi Island began to crystallize at depths of 27.6–21.2 km at temperatures of 1130–1090 °C. During the subsequent rise of magma, the formation of orthopyroxene continued at a depth of 13.3–7.2 km (1040–1005 °C).

В ходе исследований вулканогенных комплексов из древних и современных переходных зон океан–континент большое внимание уделяется первичным минералам, содержащим расплавленные включения. При этом значительная часть работ, основанная на изучении составов минералов и включений, посвящена клинопироксенам. В частности, с помощью анализа клинопироксенов и включений рассмотрены условия формирования в древних системах «островная дуга–задуговой бассейн» базальт-андезитовых комплексов, вмещающих колчеданные месторождения Урала и Сибири [Симонов и др., 2009; Симонов, Котляров, 2019; Симонов, Масленников, 2020]. В случае современных островных дуг исследования клинопироксенов и находящихся в них расплавленных включений также позволяют получить важную информацию о параметрах магматических систем [Добрецов и др., 2019; Симонов и др., 2021].

В отличие от клинопироксенов данные об ортопироксенах (и находящихся в них расплавленных включениях) из островодужных пород весьма ограничены и относятся, главным образом, к комплексам Курило-Камчатской островной дуги [Симонов и др., 2021; Низаметдинов, 2022]. Настоящее исследование содержит результаты обработки оригинальных данных по вкрапленникам ортопироксена и содержащимся в них расплавленным включениям из эффузивных пород острова Сулавеси (коллекция И.Ю. Сафоновой) на юго-западе Тихого океана в сравнительном анализе с информацией по ортопироксенам и включениям из эффузивов о-ва Итуруп, Курильская дуга [Низаметдинов, 2022].

Исследования ортопироксенов и расплавных включений проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), а также в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Изучались образцы, собранные на СВ о-ва Сулавеси и на склонах вулкана Горелый на Камчатке. Наиболее детально исследовались ортопироксены из базальтов, андезитов и дацитов кальдеры Тондоно и вулкана Локон о-ва Сулавеси.

Ортопироксены из базальтов, андезитов и дацитов о-ва Сулавеси по соотношению миналов (En-Wo-Fs), относятся к гиперстену, попадая в поле пироксенов из эффузивов вулкана Горелый. Составы вкрапленников ортопироксена рассмотрены в сравнительном анализе с данными по фенокристаллам ортопироксена из андезибазальтов вулкана Горелый на Камчатке [Симонов и др., 2021] и вкрапленникам ортопироксена из базальтов вулкана Меньший Брат на о-ве Итуруп, Курильская дуга [Низаметдинов, 2022].

На диаграмме CaO–SiO₂ наибольшими вариациями содержания SiO₂ при относительно минимальном содержании CaO обладают ортопироксены из андезитов о-ва Сулавеси. С ними перекрываются составы пироксенов из дацитов. Максимальное содержание CaO отмечается в ортопироксенах из базальтов острова Сулавеси и вулкана Горелый. Для ортопироксенов из базальтов острова Итуруп характерно промежуточное положение по содержанию CaO между двумя отмеченными выше группами.

На диаграммах TiO₂–Mg# и Al₂O₃–Mg# ортопироксены о-ва Сулавеси (с относительно средними значениями магнезиальности) располагаются между составами пироксенов вулкана Горелый (с максимальными показателями всех компонентов) и ортопироксенов вулкана Меньший Брат (с минимумом магнезиальности). Намечаются тренды падения содержаний TiO₂ и Al₂O₃ в ортопироксенах с уменьшением их магнезиальности.

Расплавные включения изучены в ортопироксене из андезита и дацита о-ва Сулавеси. Они равномерно распределены по вкрапленнику, а также приурочены к прямолинейным зонам роста. Включения (размерами 5–40 мкм) имеют округлую форму с некоторой огранкой и заполнены светлым стеклом с флюидным пузырьком и светлыми кристаллическими фазами. В ходе высокотемпературных экспериментов в микротермокамере в диапазоне 950–1000 °C мелкие кристаллические фазы изменяются, и появляется расплав. При 1080 °C начинает темнеть пироксен. Свыше 1110 °C во включениях преобладает светлый расплав. Около 1150 °C опыт заканчивался, и содержимое включений закаливало, поскольку из-за потемнения ортопироксена наблюдения становились невозможными. После экспериментов и закалки включения ортопироксен содержит преимущественно светлое гомогенное стекло с флюидным пузырьком.

На диаграмме (Na₂O+K₂O)–SiO₂ составы расплавных включений в ортопироксене из андезита и дацита о-ва Сулавеси образуют фактически одну группу и находятся в области пород нормальной щелочности в отличие от включений в ортопироксене из андезибазальта вулкана Горелый, которые располагаются на границе щелочных серий. Включения в ортопироксене из эффузивов острова Сулавеси и вулкана Горелый накапливают щелочи на фоне роста содержаний SiO₂, что отличается от распределения компонентов во включениях в ортопироксене из базальтов вулкана Меньший Брат, для которых наблюдается падение содержаний щелочей при максимальном содержании SiO₂. По этим особенностям последние сходны с включениями в плагиоклазе из андезитов о. Сулавеси.

По соотношению K₂O–SiO₂ составы включений в ортопироксене из андезита и дацита о. Сулавеси относятся к сериям с умеренной калиевоcтью, а включения в ортопироксене из эффузивов вулкана Горелый располагаются на границе с высококалиевой областью, и в обоих случаях происходит накопление щелочей при росте содержаний SiO₂. Также как и для суммы щелочей, включения в ортопироксене из вулкана Меньший Брат показывают обратный тренд с падением содержаний K₂O.

На диаграмме CaO–MgO выделяется тренд падения содержаний обоих компонентов в составах стекол расплавных включений в ортопироксене из андезита и дацита о. Сулавеси, что свидетельствует о фракционировании клинопироксена в расплаве. Одновременно, что видно по соотношению Al_2O_3 –MgO, происходит накопление Al_2O_3 при падении количества MgO, что фактически подготавливает ситуацию к кристаллизации плагиоклаза из расплава, по своему составу практически соответствующего включениям в ортопироксене из эффузивов вулкана Меньший Брат.

Основные закономерности эволюции составов расплавных включений хорошо видны на вариационных диаграммах, несущих информацию о распределении большинства петрохимических компонентов. Включения в ортопироксене из андезита и дацита о. Сулавеси по содержанию SiO_2 занимают промежуточное положение между составами включений в ортопироксенах из андезибазальтов вулкана Горелый и базальтов вулкана Меньший Брат, образуя тренды падения содержаний TiO_2 , FeO, MgO и CaO и накопления Al_2O_3 и Na_2O на фоне роста SiO_2 . Эти тренды по большинству химических компонентов продолжают тенденции, характерные для включений в ортопироксене вулкана Горелый и заканчиваются к полям включений в ортопироксене вулкана Меньший Брат, практически совпадающих не только по значениям, но и с направлениями трендов, с составами включений (с максимумом SiO_2) в плагиоклазе из андезитов о. Сулавеси.

Составы расплавных включений на вариационных диаграммах показывают, что ортопироксен в андезите и даците о. Сулавеси кристаллизовался из одинаковых по составу расплавов, закономерно (также как и в случае ортопироксена вулкана Горелый) эволюционирующих в процессах фракционирования пироксенов (падение содержаний MgO, FeO и CaO) и подготовки расплава (рост содержаний Al_2O_3) к кристаллизации плагиоклаза. Эти характеристики магматических систем в корне отличаются от параметров расплавов, участвовавших при формировании ортопироксена из базальтов вулкана Меньший Брат.

Условия кристаллизации вкрапленников ортопироксена из эффузивов о. Сулавеси установлены только для андезита. Была использована программа WinPLtb, основанная на соотношениях составов пироксена и расплава, из которого он кристаллизуется [Yavuz, Yildirim, 2018]. Состав расплава установлен в результате анализа гомогенных стекол прогретых включений. Глубины кристаллизации ортопироксена определены на основе параметров давлений. Использовались характеристики для андезитов, плотность которых согласно справочным данным, в среднем, составляет около 2.6 г/см^3 . Полученные ранее параметры кристаллизации пироксенов из андезита о. Сулавеси в последнее время были уточнены и показали, что ортопироксен начал кристаллизоваться на глубинах 27.6–21.2 км при температурах 1130–1090 °C. В ходе последующего подъема магмы образование ортопироксена продолжалось и на менее глубоких уровнях – 13.3–7.2 км (1040–1005 °C). Наличие двух подобных промежуточных магматических очагов, где кристаллизовались фенокристаллы, установлено нами ранее для вулкана Горелый, Камчатка [Симонов и др., 2021].

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

Литература

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры магматизма вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки): данные по расплавным включениям // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1353–1383.

Низаметдинов И.Р. Петрогенезис посткальдерных вулканитов кальдеры Медвежья на примере вулкана Меньший Брат, о. Итуруп. Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2022. 23 с.

Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Котляров А.В., Карманов Н.С., Боровиков А.А. Особенности кристаллизации минералов на разных стадиях развития магматизма вулкана Горелый (Камчатка): данные по расплавленным и флюидным включениям // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 103–133.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Масленников В.В. Физико-химические параметры магматических систем на Валенторском колчеданном месторождении (Северный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 184–186.

Симонов В.А., Котляров А.В. Условия формирования магматических комплексов, вмещающих раннекембрийское субмаринное колчеданное месторождение Кызыл-Таштыг (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов-2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2019. С. 26–29.

Симонов В.А., Масленников В.В. Физико-химические условия кристаллизации минералов-вкрапленников в базальтовых комплексах, вмещающих колчеданные месторождения Урала и Сибири // Минералогия. 2020. Т. 6. № 4. С. 82–102.

Yavuz F., Yildirim D.K. A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. Vol. 87. N. 2. P. 149–172.

Ф.Д. Сандалов

*Московский государственный университет, г. Москва, Россия
fyodor.sandalov@yandex.ru*

**Оксидные минералы-концентраторы халькофильных элементов
в окислительных фумаролах вулкана Толбачик, Камчатка**
(научный руководитель член-корр. РАН И.В. Пеков)

F.D. Sandalov

Moscow State University, Moscow, Russia

**Oxide minerals as a source for chalcophile elements in oxidizing fumaroles of
Tolbachik volcano, Kamchatka**

Abstract. This work is focused on chemical composition of oxide minerals from fumaroles of Tolbachik volcano (Kamchatka, Russia). Hematite, minerals of the rutile group (rutile, cassiterite, tripuhyite), pseudobrookite, and minerals of the spinel group are studied. The fumarolic oxides contain high Cu, Zn, Sn, Sb and Te amounts. The fumarolic oxides enriched in chalcophile elements crystallize from volcanic gas at a high temperature of 500–750 °C, low (atmospheric) pressure under highly oxidizing conditions. Some constituents (Mg, Al, Ti) are extracted from host basalts.

Вулканический массив Толбачик можно считать эталонным объектом для изучения процессов фумарольного минералообразования в наземных системах окислительного типа. Здесь установлено более 300 минеральных видов, среди которых более 140 получили статус нового минерала, что является абсолютным мировым рекордом для одного геологического объекта. По нашим оценкам, в фумарольных системах на вулканах всего мира установлено около 40 оксидных минералов, из которых более половины (27) обнаружены в отложениях толбачинских фумарол. Минералы класса оксидов широко известны в фумаролах многих вулканов [Stoiber, Rose, 1974; Balić-Žunić et al., 2016]. Наиболее распространены гематит, опал, кристобалит, магнетит и тенорит [Пеков и др., 2020 и ссылки внутри]. На вулкане Толбачик

обнаружены гематит, минералы группы рутила, псевдобрукит и шпинелиды (оксишпинели) фумарольного генезиса, которые ранее практически не изучались. В палеофумаролах горы 1004 охарактеризовано эксгальационное медное рудопроявление с различными оксоосолями Cu и теноритом [Набоко, Главатских, 1983]. В фумарольных отложениях горы 1004 и Второго конуса Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. (СП БТТИ) установлен оловосодержащий гематит (3.5–4.5 мас. % SnO₂) [Серафимова, Ананьев, 1992].

Работа посвящена оксидным минералам, содержащим халькофильные элементы, из отложений высокотемпературных окислительных фумарол, расположенных на шлаковых конусах Толбачинского дола. В работу включены результаты исследования каменного материала (>300 образцов), собранного автором и коллегами в ходе полевых работ в период 2012–2022 гг. из активных фумарол Ядовитая и Арсенатная Второго конуса СП БТТИ и палеофумарол горы 1004. Химический состав минералов изучен в Лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии МГУ (г. Москва) с помощью СЭМ Jeol JSM-6480LV с ЭДС.

Гематит является самым распространенным оксидом в отложениях фумарол вулкана Толбачик. Он характеризуется высокими концентрациями SnO₂ (до 9.2 мас. %), CuO (до 4.7 мас. %) и Sb₂O₅ (до 2.6 мас. %) (табл. 1), нетипичными для этого минерала. Олово и Cu крайне редко встречаются как примесь в гематите [Серафимова, Ананьев, 1992; Barkov et al., 2008; Yazgan, 2015]. Данных о вхождении Sb в гематит найти в литературе не удалось. Эти элементы-примеси замещают Fe³⁺ преимущественно по следующим гетеровалентным схемам: (Sn, Ti)⁴⁺ + (Fe, Cu, Mg, Mn, Zn)²⁺ → 2Fe³⁺ и Sb⁵⁺ + 2(Fe, Cu)²⁺ → 3Fe³⁺ (данная схема является новой для гематита). Фумарольный гематит находится в тесной ассоциации с другими оксидами – минералами группы рутила (в первую очередь, касситеритом), шпинелидами, псевдобрукитом. Разнообразны взаимоотношения гематита и касситерита: наблюдаются ориентированные вроски, эмульсионная вкрапленность и ламели распада касситерита в гематите. Это, вероятно, является результатом распада высокотемпературного твердого раствора (Fe,Sn)_{2-x}O₃, x < 0.03, который возник при температурах 500–750 °C.

Минералы группы рутила представлены касситеритом, рутилом (типичные минералы высокотемпературных ассоциаций данных фумарол) и более редким трипугиитом FeSbO₄. Фумарольный рутил необычно богат халькофильными элементами по сравнению с рутилом из других геологических объектов, в которых из халькофильных компонентов изредка фиксируется только Sb. В толбачинском рутиле установлены высокие содержания Sb и Sn, в меньшей степени, Cu (табл. 1). Только в рутиле установлен теллур (до 11.3 мас. % TeO₃). Теллуровая, оловянная и медная разновидности рутила ранее не были известны. Касситерит является самым распространенным минералом данной группы в толбачинских фумаролах. Он тоже иногда обогащен Sb (табл. 1). Члены изоморфной системы рутил–трипугиит–касситерит и гематит являются главными концентраторами Sb в фумарольных системах Толбачика (другие минералы с содержанием Sb₂O₅ > 0.5 мас. % здесь не обнаружены). Сурьма входит в рутил и касситерит по двум гетеровалентным изоморфным схемам: трипугиитовой Sb⁵⁺ + (Fe,Al)³⁺ → 2(Ti,Sn)⁴⁺ и с участием двухвалентных катионов (в т. ч. Cu) 2Sb⁵⁺ + (Cu,Zn,Mg)²⁺ → 3(Ti,Sn)⁴⁺. Теллур входит в состав рутила в шестивалентной форме по ранее неизвестной схеме Te⁶⁺ + 2Fe³⁺ → 3Ti⁴⁺; эмпирическая формула рутила с максимальным содержанием Те: (Ti_{0.77}Fe_{0.11}Te_{0.05}Sn_{0.04}Zr_{0.01})O₂.

Псевдобрукит Fe³⁺₂TiO₅ в фумаролах Толбачика является самым распространенным собственным минералом Ti. В нем установлено до 1.8 мас. % SnO₂ и CuO и реализуются следующие схемы замещений: Sn⁴⁺ → Ti⁴⁺ и Sn⁴⁺ + Cu²⁺ → 2Fe³⁺ (последняя – новая для псевдобрукита). Эти примеси типоморфны для данного минерала из фумарол окислительного типа, обогащенных рудными компонентами [Сандалов и др., 2023].

**Максимальные содержания халькофильных компонентов в оксидных минералах из
отложений фумарол вулкана Толбачик**

Оксид	Гематит	Псевдобрукит	Минералы группы рутила			Шпинелиды* $A^{2+}B^{3+}_2O_4$	
			Рутил	Касситерит	Трипугиит	$B = Cr$	$B = Fe, Al$
Массовые %							
CuO	4.7	1.8	1.9	0.5	1.6	10.1 ¹	28.6 ²
ZnO	0.5	—	0.4	—	—	30.3 ¹	35.7 ³
SnO ₂	9.2	1.8	59.0	100.8	11.7	—	2.0 ²
Sb ₂ O ₅	2.6	—	35.0	9.3	52.5	—	0.4 ⁴
TeO ₃	—	—	11.3	—	—	—	—

Примечание. *Концентрации компонентов в следующих шпинелидах: 1 – цинкохромит, 2 – купрошпинель, 3 – ганит, 4 – магнезиоферрит. Прочерк – содержание ниже пределов обнаружения.

Минералы группы окшишпинелей – самая многочисленная по видовому разнообразию группы оксидов. В отложениях активных и потухших фумарол установлено 11 шпинелидов [Pekov et al., 2018b; Sharygin et al., 2018; Сандалов и др., 2022], среди которых заслуживают особого внимания богатые Cu (в скобках – максимальное зафиксированное содержание CuO, мас. %) ганит (21.5), магнезиоферрит (14.7), франклинит (13.1), шпинель (10.9), цинкохромит (10.1), магнезиохромит (9.0) и хромит (5.9). Также здесь найдены шпинелиды с видообразующим катионом Cu^{2+} – купрошпинель $CuFe_2O_4$ (28.6) и новый минерал термаэрогенит $CuAl_2O_4$ (26.9). Эмпирические формулы минералов с максимальным содержанием Cu: купрошпинель – $(Cu_{0.81}Zn_{0.09}Mg_{0.04}Mn_{0.03}Ni_{0.02}Fe^{3+}_{1.69}Al_{0.21}Mn^{3+}_{0.07}Ti_{0.01/3}O_4)$, термаэрогенит – $(Cu_{0.68}Zn_{0.36}Al_{1.37}Fe^{3+}_{0.56/3}O_4)$. В фумарольных шпинелидах установлено до 2.0 мас. % SnO₂ и до 0.4 мас. % Sb₂O₅, что нетипично для минералов данной группы. Схемы изоморфизма для шпинелидов следующие: $Sb^{5+} + 2A^{2+} \rightarrow 3B^{3+}$, $(Ti,Sn)^{4+} + A^{2+} \rightarrow 2B^{3+}$, где $A = Mg, Cu, Fe, Zn, Mn, Co, Ni$; $B = Fe, Cr, Al, Mn, V$.

Мы полагаем, что фумарольные оксидные минералы, богатые халькофильными компонентами, образовались при высоких температурах (500–750 °C: нижняя граница дана на основании наших измерений, верхняя – обсуждается в работе [Pekov et al., 2018a]), близком к атмосферному давлению и высоком значении fO_2 в результате прямого осаждения из газа либо в процессе газового метасоматоза (с участием вмещающего фумарольные камеры базальта). Вероятно, источником халькофильных элементов послужил вулканический газ, источник железа мог быть смешанный, а остальные минералообразующие компоненты были привнесены в систему из базальта.

Таким образом, оксидные минералы являются существенными концентраторами ряда халькофильных элементов (Cu, Zn, Sn, Sb, Te) в высокотемпературных окислительных фумаролах. Учитывая относительную распространенность фумарольных минералов, можно заключить, что именно гематит является главным носителем Sn в фумаролах вулкана Толбачик. Для сурьмы оксидная форма является пока единственной, в которой этот элемент зафиксирован как в качестве видообразующего (трипугит), так и примесного компонента (рутил, касситерит, гематит, магнезиоферрит). Присутствие халькофильных элементов в оксидах является ярким типохимическим признаком, который может быть использован для лучшего понимания механизмов концентрации элементов в поствулканических системах.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант № 19-17-00050. Автор благодарен Н.Н. Кошляковой за помощь в исследовании химического состава минералов, Е.С. Житовой, А.В. Кутыреву и П.С. Жегунову за содействие в организации полевых работ.

Литература

- Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 165 с.
- Пеков И.В., Агаханов А.А., Зубкова Н.В., Кошлякова Н.Н., Щипалкина Н.В., Сандалов Ф.Д., Япашкурт В.О., Турчкова А.Г., Сидоров Е.Г. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик – минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. № 5–6. С. 826–843.
- Сандалов Ф.Д., Кошлякова Н.Н., Пеков И.В., Жегунов П.С. Медные, цинковые и Sn-содержащие оксиды группы шпинели в отложениях палеофумарол Южного поля горы 1004 (вулканический комплекс Толбачик, Камчатка) // Сборник материалов XI Российской молодежной научно-практической Школы «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2022. С. 230–234.
- Сандалов Ф.Д., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Ксенофонтов Д.А., Жегунов П.С. Псевдобрукит из активных фумарол вулканического массива Толбачик (Камчатка). Состав и типохимизм минералов группы псевдобрукита // Записки РМО. 2023. (в печати).
- Серафимова Е.К., Ананьев В.В. Оловосодержащий гематит горы 1004 (Толбачинский дол, Камчатка) // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Ч. 1. Владивосток, 1992. С. 115–121.
- Balić-Žunić T., Garavelli A., Jakobsson S.P., Jonasson K., Katerinopoulos A., Kyriakopoulos K., Acquafredda P. Fumarolic minerals: an overview of active European volcanoes // Updates in Volcanology – From Volcano Modelling to Volcano Geology, 2016. P. 267–322.
- Barkov A.Y., Martin R.F., Shi L., LeBarge W., Fedortchouk Y. Oscillatory zoning in stanniferous hematite and associated W- and Bi-rich minerals from Canadian creek, Yukon, Canada // The Canadian Mineralogist. 2008. Vol. 46. P. 59–72.
- Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates – a special type of arsenic mineralization // European Journal of Mineralogy, 2018a. Vol. 30. P. 305–322.
- Pekov I.V., Sandalov F.D., Koshlyakova N.N., Vigasina M.F., Polekhovsky Y.S., Britvin S.N., Sidorov E.G., Turchkova A.G. Copper in natural oxide spinels: the new mineral thermaerogenite CuAl_2O_4 , cuprospinel and Cu-enriched varieties of other spinel-group members from fumaroles of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Minerals. 2018b. Vol. 8. Paper 498.
- Sharygin V.V., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Belousov A.B., Abersteiner A. Copper-containing magnesioferrite in vesicular trachyandesite in a lava tube from the 2012–2013 eruption of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // Minerals. 2018. Vol. 8. Paper 514.
- Stoiber R.E., Rose W.I.Jr. Fumarole incrustations at active Central American volcanoes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1974. Vol. 38. P. 495–516.
- Yazgan E. Cassiterite (tin) mineralization related with Erciyes volcanic activities and the mode of formation of the hematite-cassiterite-yazganite-tridymite paragenesis and its implication for bronze alloys // Proceedings of the 1st Kültepe International Meeting. Kültepe, 2015. P. 19–23.

ЧАСТЬ 2. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Д.Е. Савельев

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия
sav171@mail.ru*

Петрографические, минералогические и микроструктурные особенности ультрамафитов складчатых поясов как отражение основных петрогенных процессов в верхней мантии

D.E. Saveliev

Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

Petrographical, mineralogical and microstructural features of ultramafic rocks of fold belts as a reflection of main petrogenic processes in the upper mantle

Abstract. The results of petrographic, mineralogical and microstructural studies of relatively fresh ultramafic rocks from lherzolite massifs of the Southern Urals are summarized. Examples of “visualization” of main petrogenic processes in structural, petrographic and mineralogical features of ultramafic rocks of fold belts are given. It is shown that the signatures of partial melting and plastic flow of peridotites upon creep dislocation are most extensive in large scales. On a smaller scale, the rocks show a percolation (+reaction) of melts through restite and metasomatic alteration of mantle ultramafic rocks.

Офиолитовые комплексы, обнажающиеся в складчатых поясах Земли, считаются фрагментами древней океанической коры и верхней мантии, оказавшимися на поверхности в результате обдукционных и коллизионных процессов [Колман, 1979]. Близкими по составу к офиолитовым являются перидотиты так называемых «орогенных» массивов типа Лерц, Бальмучия и др., которые, как предполагается, были «эксгумированы» из подконтинентальной мантии [González-Jiménez et al., 2020]. На Южном Урале есть несколько массивов лерцолитового типа (Крака, Нурали, Миндяк), которые имеют промежуточные характеристики между указанными выше типами, и на примере которых ниже будут описаны петрографические, минералогические и микроструктурные признаки, указывающие на проявление тех или иных мантийных петрологических процессов. При описании был использован, главным образом, авторский материал по свежим перидотитам массивов Северный и Средний Крака.

В публикациях, посвященных петрологии верхней мантии, постулируются следующие главные процессы, которые определяют ее вещественный состав: 1) частичное плавление, в результате которого происходит образование расплавов преимущественно основного состава с последующим их отделением от тугоплавкого остатка (рестита), просачиванием сквозь вышележащие перидотиты и экстракцией в виде даек и поверхностных излияний, 2) восходящее течение кристаллических перидотитов в режиме дислокационной или диффузионной ползучести, 3) мантийный метасоматоз, связанный с модификацией мантийных перидотитов разнообразными флюидами.

Из трех выделенных основных процессов только второй был выведен при непосредственном изучении пород структурными и петрографическими методами [Nicolas et al., 1971; Carter, 1976; и др.], реальность его подтверждена экспериментальными исследованиями [Пурарье, 1988]. Следует отметить, что в настоящее время данные микроструктурного анализа ультрамафитов активно используются для оценки сейсмической анизотропии верхней мантии, связанной с процессами пластического течения [Karato et al., 2008]. Процессы частичного плавления и мантийного метасоматоза предполагаются исходя из геохимических данных, в первую очередь, из сопоставления составов излившихся базальтов и реститов. Более надежно влияние метасоматических флюидов обосновано на микроуровне на примере включений в хромитах.

Частичное плавление лерцолитов в большинстве моделей мантийной петрологии считается основным процессом, генерирующим базальтовый магматизм Земли [Рингвуд, 1981; Anderson, 1989; Green, Falloon, 1998]. Данный процесс многократно воспроизведен в экспериментах, оценены условия для генерации базальтов различного состава. В перидотитах его проявление может быть диагностировано косвенно по следам просачивающихся продуктов плавления, которые кристаллизуются в виде новых минеральных фаз. Часто мелкие удлиненные зерна амфибола и клинопироксена концентрируются в виде цепочек вблизи крупных деформированных кристаллов ортопироксена и можно предположить, что они представляют собой закристаллизованные порции частичных расплавов, не успевшие полностью отделиться от рестита.

Просачивание частичных расплавов сквозь рестит постулируется в большинстве моделей мантийного магматизма [Arai, Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1996; и др.] и является результатом упомянутого выше процесса частичного плавления. Структуры, свидетельствующие о реальности просачивания частичных расплавов сквозь тугоплавкий каркас мантийных перидотитов, диагностированы во многих образцах в виде рассеянных в породе мелких ксеноморфных зерен диопсида и паргасита, «смачивающих» зерна минералов «реститового парагенезиса» – оливина и энстатита. Переходная стадия от перколяции к формированию «карманов расплава» фиксируется локализацией таких ксеноморфных выделений относительно легкоплавких минералов в виде цепочек, полос и линз.

В зоне так называемых «краевых дунитов» часто наблюдаются клинопироксенитовые прожилки варьирующей мощности – от первых миллиметров до десятков сантиметров, пересекающие под острым углом хромититовые сегрегации дунитов [Савельев, 2018]. По направлению к контакту мантийного и корового разрезов количество таких жил постепенно возрастает вплоть до того, что уже в преобладающем клинопироксените можно наблюдать «ксенолиты» дунитов. Вероятнее всего, наблюдаемые структурные взаимоотношения между дунитом и клинопироксенитом можно интерпретировать как постепенное «магматическое замещение» объема, первоначально сложенного реститовыми ультрамафитами, расплавом по составу близким к анкарамитам.

Пластическое течение мантийных лерцолитов в режиме дислокационной ползучести выражено в облачном погасании оливина и пироксенов, формировании полос деформации и кинк-бандов в крупных деформированных кристаллах (порфирукластах). Деформация сопровождается динамической рекристаллизацией с формированием зон необластов по периферии крупных зерен, реже – внутри кристаллов вдоль наиболее напряженных направлений, образованием ламелей паргасита и диопсида в ортопироксене, которые часто бывают изогнуты. Петрографические наблюдения деформационных структур подкрепляются статистическими данными о предпочтительной кристаллографической ориентировке оливина и пироксенов. Значительно меньше известно о более глубинном процессе течения в режиме диффузионной ползучести, хотя есть публикации, где данный механизм считается ведущим.

С процессами пластического течения связаны такие важные для петрогенезиса процессы, как деформационно-индуцированный распад пироксенов [Савельев и др., 2017; Saveliy et al., 2021], образование новых кристаллов хромшпинелидов при распаде силикатов и/или сегрегации примесей в дефектных областях их кристаллической решетки [Савельев и др., 2016]. Проявление этих процессов может быть подтверждено данными оптической и электронной микроскопии, а именно многочисленными находками ламелей и стержней хромшпинелидов в деформированных оливине и ортопироксене, совместных новообразованных выделений хромшпинелидов, амфибола, диопсида при распаде крупных зерен энстатита, а также мельчайших выделений тех же минералов в зонах синтетектонической рекристаллизации порфирокластов энстатита.

Мантийный метасоматоз постулируется во многих работах, посвященных генезису хромитов [Borisova et al., 2012; Johan et al., 2017 и др.], и основан на нескольких аргументах: 1) по геохимическим данным дуниты не могут быть простыми реститами от частичного плавления лерцолитов [Kelemen et al., 1995], 2) частые находки гидроксилсодержащих минералов во включениях в хромите говорят об участии флюидов в процессе их кристаллизации, 3) находки экзотических высоко редуцированных и коровых минералов во включениях в хромите говорят об участии в образовании хромита не только мантийных перидотитов. Первый аргумент обычно используется для обоснования модели формирования дунитов и хромитов при реакции рестита с просачивающимися расплавами. К сожалению, петрографические подтверждения этой концепции в перидотитах нами не найдены.

Второй и третий аргументы более надежные, т. к. основаны на реальных находках в зернах хромита целого комплекса экзотических для верхней мантии минералов: циркона, монацита, алмаза, муассанита, корунда, рутила, титанита и др. [Xiong et al., 2017; Yang et al., 2019; и др.] Для объяснения этих находок обычно привлекается гипотеза «рециклинга» океанической и/или континентальной коры в зонах субдукции и разноглубинность формирования хромитовых залежей [Wu et al., 2020; Xiong et al., 2021]. Вместе с тем, остаются неясными масштабы проявления данных процессов и их роль в образовании хромитов.

Проведенные исследования и анализ опубликованных данных по вещественному составу мантийных перидотитов, их петрографическим, минералогическим и микроструктурным особенностям позволяют утверждать, что для обоснования любой петрогенетической модели необходимо стремиться к ее визуализации в структурах, текстурах и минералогии пород и руд. Масштабы проявления процессов частичного плавления и пластического течения мантийных перидотитов являются наиболее обширными, а значит и их влияние на дифференциацию материала верхней мантии должно быть более значительным. Метасоматические и реакционные проявления фиксируются в ограниченных масштабах и лишь на микроуровне, что, скорее всего, говорит об их второстепенном значении.

Исследования выполнены в рамках выполнения гранта РНФ, проект № 22-17-00019.

Литература

- Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Пуярё Ж.С.П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988. 287 с.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.
- Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромитовых ассоциаций. Уфа: Башк. энцикл., 2018. 304 с.
- Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И. О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 2. С. 200–204.

Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Кожевников Д.А., Котляров В.А. Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // *Минералогия*. 2016. № 4. С. 56–77.

Anderson D.L. Theory of the Earth. Blackwell Scientific Publications, 1989. 379 p.

Arai S., Yurimoto H. Podiform chromitites from the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as melt-mantle interaction products // *Economic Geology*. 1994. Vol. 89. P. 1279–1288.

Borisova A.Y., Ceuleneer G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions // *Journal of Petrology*. 2012. Vol. 53. P. 2411–2440.

Carter N.L. Steady state flow of rocks // *Reviews in Geophysics and Space Physics*. 1976. Vol. 14. P. 301–360.

González-Jiménez J.M., Tassara S., Schettino E., Roqué-Rosell J., Farré-de-Pablo J., Saunders J.E., Deditius A.P., Colás V., Rovira-Medina J.J., Dávalos M.G., Schilling M., Jimenez-Franco A., Marchesi C., Nieto F., Proenza J.A., Gervilla F. Mineralogy of the HSE in the subcontinental lithospheric mantle – An interpretive review // *Lithos*. 2020. Vol. 372–373. #105681.

Green D.H., Falloon T.J. Pyrolite: a Ringwood concept and its current expression / In: Jackson, I. (Ed.), The Earth's mantle composition, structure and evolution 7. Cambridge: Cambridge University Press, 1998. P. 311–378.

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.

Karato S.-I., Jung H., Katayama I., Skemer Ph. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2008. Vol. 36. P. 59–95.

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J. M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // *Nature*. 1995. Vol. 375. P. 747–753.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics*. 1971. Vol. 12. P. 55–86.

Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Sergeev S.N., Kuttyrev A.V. Chromian spinel neomineralisations and the microstructure of plastically deformed ophiolitic peridotites (Kraka massifs, Southern Urals, Russia) // *Mineralogy and Petrology*. 2021. Vol. 115(4). P. 411–430.

Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. New concepts in ophiolites and oceanic lithosphere (podiform chromites) / In: *Encyclopedia of Geology*, 2nd edition, 2020.

Xiong F., Yang J., Robinson P.T., Dilek Y., Milushi I., Xu X., Zhou W., Zhang Z., Rong H. Diamonds discovered from high-Cr podiform chromitites of Bulqiza, Eastern Mirdita ophiolite, Albania // *Acta Geologica Sinica*. 2017. Vol. 91. P. 455–468.

Xiong F., Zoheir B., Wirth R., Milushi I., Qiu T., Yang J. Mineralogical and isotopic peculiarities of high-Cr chromitites: Implications for a mantle convection genesis of the Bulqiza ophiolite // *Lithos*. 2021. Vol. 398–399. #106305.

Yang J., Robinson P.T., Xu X., Xiong F., Lian D. Diamond in oceanic peridotites and chromitites: evidence for deep recycled mantle in the global ophiolite record // *Acta Geologica Sinica*. 2018. Vol. 92. Suppl. 2. P. 42.

Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle // *Journal of Petrology*, 1996. Vol. 37. P. 3–21.

Д.Л. Конопелько

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия
d.konopelko@spbu.ru*

**Геотраверс через две позднепалеозойские активные окраины в западном
Тянь-Шане: особенности магматизма и металлогении**

D.L. Konopelko

*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

**A geotraverse across two late Paleozoic active margins in the western Tien Shan:
peculiarities of magmatism and metallogeny**

Abstract. We present the first LA-ICP-MS U-Pb zircon ages and geochemical and Sr-Nd-Pb isotope data for igneous rocks collected along a ~400 km profile across the Chatkal-Kurama Terrane in the Mogol-Tau and Kurama ranges and the Gissar Segment of the Tien Shan Orogen in Tajikistan. These new data from suprasubduction and postcollisional igneous rocks of two Late Paleozoic active margins constrain a tectonic model for terrane motions across two paleo-subduction zones.

В работе представлены первые ЛА-ИСП-МС U-Pb датировки по цирконам, а также геохимические и Sr-Nd-Pb изотопные данные для 14 образцов магматических пород, отобранных вдоль ~400 км профиля через Чаткало-Кураминский террейн в хребтах Могол-Тау и Курама и в Гиссарском сегменте Тяньшанского складчатого пояса. Эти новые данные из надсубдукционных и постколлизийных магматических пород двух позднепалеозойских активных окраин позволили создать тектоническую модель, иллюстрирующую эволюцию двух палеосубдукционных зон и объясняющую особенности размещения рудных месторождений в этих террейнах [Konopelko et al., 2017a, 2017b, 2019].

Музбулакский гранит из хребта Могол-Тау с возрастом 425 млн лет сформировался в надсубдукционной обстановке на северной окраине Туркестанского океана. Субдукция погружающейся на север плиты продолжалась с раннего силура до самого начала среднего девона. После этого северная окраина Туркестанского океана развивалась в пассивном режиме, видимо, как трансформная граница плит до раннего карбона. В раннем карбоне субдукция под северную окраину Туркестанского океана возобновилась, и интрузии Кара-Кия, Музбек и Карамазар, расположенные в хребтах Могол-Тау и Курама с возрастом 315–305 млн лет, сформировались в надсубдукционной обстановке. В то же время, в раннем карбоне рифтинг южной пассивной окраины Туркестанского океана сформировал короткоживущий Гиссарский бассейн, отделенный от Туркестанского океана Гиссарским микроконтинентом.

Северное падение зоны субдукции в Гиссарском бассейне подтверждается Харангонским плагиогранитом с возрастом 315 млн лет и крупным надсубдукционным Гиссарским батолитом андийского типа с возрастом примерно 321–312 млн лет. Геохимические и Sr-Nd изотопные составы ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ 0.7047–0.7056, ϵNd от +1.5 до +2.3) габбро-плагиогранитных интрузий Харангон и Ханака в южной части Гиссарского хребта соответствуют мантийному происхождению, что характерно для плагиогранитов, связанных с офиолитами. Надсубдукционные породы из Гиссарского батолита и хребтов Могол-Тау-Курама имеют смешанные Sr-Nd-Pb изотопные характеристики ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ 0.7057–0.7064, ϵNd от –2.1 до –5.0), типичные для континентальных дуг, где магмы мантийного происхождения взаимодействуют с континентальной корой.

В позднем карбоне Туркестанский океан и Гиссарский рифт были закрыты в ходе герцинских коллизионных событий. Раннепермские постколлизионные интрузии Чинорсай (288 млн лет) и Дара-и-Пиоз (267 млн лет), внедрившиеся в северную часть Гиссарского микроконтинента после длительного периода амагматической эволюции, имеют геохимические характеристики, свойственные внутриплитным гранитоидам, и изотопный состав Sr-Nd-Pb ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ 0.7074–0.7086, ϵNd от –5.5 до –7.4), указывающие на происхождение из докембрийской континентальной коры, что подтверждается древними модельными возрастами Nd (1.5 и 1.7 млрд лет) и присутствием унаследованных зерен циркона с возрастом 850–500 млн лет в гранодиорите Чинорсай.

Постколлизионные интрузии в южном Гиссаре и в хребтах Могол-Тау и Курама (297–286 млн лет), внедрившиеся сразу после надсубдукционных магматических серий, имеют геохимические и изотопные признаки магм, связанных с островными дугами. Ярко выраженный шошонитовый характер постколлизионных интрузий в хребтах Могол-Тау и Курама объясняется взаимодействием горячего астеносферного материала с обогащенным в ходе субдукции вышележащим клином литосферной мантии в результате отрыва слэба на постколлизионной стадии. Несмотря на происхождение в различных геодинамических обстановках, все магматические породы имеют относительно древние модельные возрасты по Nd (1.7–1.0 млрд лет), что указывает на значительную долю палеопротерозойского или более древнего корового материала в их источниках. Такие же древние модельные возрасты установлены для постколлизионных интрузий из Алайского и Кокшаальского сегментов Южного Тянь-Шаня [Конопелько, 2020].

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 21-77-20022.

Литература

- Konopelko D., Klemd R., Petrov S.V., Apayarov F., Nazaraliev B., Vokueva O., Scherstén A., Sergeev S. Precambrian gold mineralization at Djamgyr in the Kyrgyz Tien Shan: tectonic and metallogenic implications. // *Ore Geology Reviews*. 2017a. Vol. 86. P. 537–547.
- Konopelko D., Seltnann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan. // *Gondwana Research*. 2017b. Vol. 47. P. 110–130.
- Konopelko D., Biske Yu.S., Kullerud K., Ganiev I., Seltnann R., Brownscombe W., Mirkamalov R., Wang B., Safonova I., Kotler P., Shatov V., Sun M., Wong J. Early Carboniferous metamorphism of the Neoproterozoic South Tien Shan-Karakum basement: New geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. Vol. 177. P. 275–286.
- Конопелько Д.Л. Палеозойский гранитоидный магматизм западного Тянь-Шаня. СПб: СПбГУ, 2020. 196 с.

Колчеданосная Бурибайско-Подольская трансформная зона раннедевонско-эйфельского возраста на Южном Урале

А.М. Kosarev
Institute of Geology RAS, Ufa, Russia

Early Devonian-Eifelian massive sulfide Buribai-Podolsk transform zone in the Southern Urals

Abstract. The Late Emsian-Early Eifelian Buribai-Podolsk transform zone is identified for the first time in the Southern Urals. In the NE direction, this zone crosses the volcanic belts from the frontal to partly rear island arcs hosting the Co-Ni, Cu-Zn and barite-polymetallic VMS mineralization of the West Magnitogorsk Zone. The geodynamic model of the transform zone can be used in metallogenic forecasting.

Размещение колчеданных месторождений в пределах островодужных систем подчиняется известной закономерности: близкие по стратиграфическому положению месторождения располагаются в виде цепочек в субмеридиональных зонах. Известно также о генетической связи колчеданных месторождений с кольцевыми структурами различного масштаба, с размерами диаметра от нескольких десятков и сотен метров до 50 и более километров. Менее известны и малопонятны немногочисленные цепочки крупных и средних по масштабу оруденения колчеданных месторождений ВСВ простираения. Их особенностями являются относительно выдержанный «шаг» месторождений в каждой из них и омоложение возраста рудовмещающих толщ в пределах этих цепочек с запада на восток. Наиболее полный ряд установлен в Бурибайском рудном районе на Южном Урале (с ЮЗ на СВ), где в составе «цепочки» протяженностью 38 км располагается пять колчеданных месторождений: Дергамышское Co-Cu, Бурибайское Cu>Zn, Мокан-Октябрьское Cu>Zn, Подольское Cu>Zn и Восточно-Подольское барит-полиметаллическое (Ba, Zn, Cu, Pb, Au). Расстояния между этими месторождениями составляют 14, 10, 9 и 5 км, соответственно. Дергамышское месторождение залегает в бонинит-толеит-базальт-риолитовом ивановском комплексе (D_1^{eiv}) в основании разреза в толще эдафогенных серпентинито-обломочных брекчий. Бурибайское и Юбилейное месторождения залегают на более высоком стратиграфическом уровне в кровле второй пиллоу-базальт-бонинитовой толщи пиллоу-базальт-бонинит-риодацитового бурибайского комплекса ($D_1e_2^{1br}$). Моканское и Октябрьское месторождения локализованы в верхнетаналыкском базальт-андезит-риолитовом комплексе ($D_1e_2^{2vtn}$), слагающим восточную часть Тубинско-Гайского колчеданосного пояса и завершающим геологический разрез фронтальной островной дуги [Косарев и др., 2022]. Оба названных месторождения залегают в разрезе вершинной кальдеры Моканского стратовулкана. Крупное Подольское колчеданное месторождение располагается в центральной части Подольского кальдера-вулкана, в локальной синклинали, осложняющей центральный экструзивный купол ($D_{ef}ir_{1-2}$). Подольский вулкан входит в состав Ирландской развитой островной дуги. Крайнее восточное положение в характеризующей цепочке занимает Восточно-Подольское месторождение, разрез которого слагает фрагмент Восточно-Подольско-Джусинской тыловой островной дуги (D_2efir_3).

Близкие соотношения в размещении друг относительно друга обнаруживают колчеданные месторождения Юбилейное и Вишневское, Майское и Балта-тау, а также Бакр-тау, Таш-тау и Юлалы, которые образуют пары, реже тройки месторождений, цепочки которых ориентированы с ЮЗ на СВ.

Эволюция вулканизма в рудовмещающих толщах колчеданосных структур, образующих «цепочки», происходила в направлении с ЮЗ на СВ от толеит-бонинитовых петрохимических серий к бонинитовым, далее к известково-щелочным и шошонитовым сериям. Этот тренд характерен для современных островных дуг [Авдейко и др., 2006; Богатилов и др., 2010]. Тренд эволюции химизма колчеданосных вулканогенных формаций на Южном Урале, обозначенный выше, совпадает с направленным изменением химического состава колчеданных руд в пределах охарактеризованной выше «цепочки» в Бурибайском рудном районе.

Изложенные выше материалы и вывод о преобладании в разрезах колчеданосных комплексов позднеэмско-раннеэфельского возраста вулканогенных пород надсубдукционного типа [Косарев и др., 2022] позволяют сделать вывод о главенствующей роли в формировании колчеданных комплексов и колчеданного оруденения, процессов субдукции. Погружение литосферной плиты в верхнюю мантию формировало градиентную по РТ условия структурную зону, в пределах которой происходили взаимосвязанные процессы: растяжение в верхней мантии и сжатие в субдукционной плите, способствовавшие дегидратации водосодержащих минералов слэба, формированию водосодержащего флюида и его миграции в мантийный клин. Приток водных флюидов в мантийный клин стимулировал начало парциального плавления перидотитов мантийного клина и формирование поднимающегося мантийного диапира. Продвижение слэба на глубину определяло изменение состава субдукционных флюидов, составов выплавляющихся в мантийном клине магм и экстрагируемых в слэбе и мантийном клине элементов. Повышение давления по мере погружения слэба в мантийный клин способствовало уменьшению степени плавления пород мантийного клина и повышению их калиевого. В составе колчеданосных вулканогенных формаций этот геохимический тренд от толеит-бонинитовых серий приводит к образованию вулканитов шошонитовой с известково-щелочным уклоном серии, а ряд колчеданных месторождений Co-Cu и Cu>Zn типов завершается барит-полиметаллическими месторождениями в тыловой островной дуге.

Структурный каркас Бурибайского рудного района состоит из следующих главных элементов:

- 1) магмовыводящие Бурибай-Акъярская, Мамбетовско-Акъярская, Подольско-Сукраковская или Ирендыкская зоны субмеридионального простираения [Серавкини др., Косарев, 2001]; особое положение занимает Вознесенско-Присакмарская зона (ГУР) серпентинитового меланжа, представляющая собой аккреционную призму, осложненную сдвиговыми и надвиговыми разрывными нарушениями [Зайков и др., 2001; 2009; Знаменский и др., 2019];

- 2) граничные разломы, заложенные в позднем эмсе – раннем эйфеле: Бурибайский взбросо-сдвиг и Восточно-Ирендыкский сбросо-сдвиг;

- 3) диагональная СЗ простираения сколовая Мамбетовско-Мамбетовско-Петропавловская зона и одноименный дайковый пояс позднеэмско-раннеэфельского возраста; на Мамбетовско-Октябрьском рудном поле присутствуют субвулканические дайки кислых пород с апофизами субмеридионального и СЗ простираения; такую же ориентировку имеют разрывные нарушения Мамбетовско-Октябрьского рудного поля, сопровождаемые ответвлениями поля околорудных серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов с пиритом; по субмеридиональным и СЗ трещинам нередко зеркала скольжения малоамплитудных сдвиго-взбросов и ассоциирующиеся с ними микроскладки;

- 4) на южном фланге Мамбетовско-Октябрьского рудного поля, вплоть до широты Мамбетовского месторождения и Северо-Мамбетовского рудопроявления установлены поперечные

разрывные нарушения, которые имеют азимут простираения около 70°; некоторые из этих разрывных нарушений имеют древнее заложение, пересекают только породы баймак-бурибаевской свиты, другие пересекают все толщи от нижнего до верхнего девона; в области «цепочки» колчеданных месторождений (Бурибай-Подольск) такие разрывы отсутствуют или, возможно, вуалируются дайковым поясом СЗ простираения. Разрывы древнего заложения выделяются в поле силы тяжести, им соответствуют широкие (200–300 м) гравиметровые ступени, и они не проявлены в отложениях моложе ирендыкской свиты. Можно предполагать, что поперечные разломы северо-восточного простираения (аз. прост. 70°) древнего заложения являются сохранившимися фрагментами древних разрывных трансформных структур.

На современной поверхности «цепочка» колчеданных месторождений, перечисленных выше, пересекает пять структурно-формационных зон: Вознесенско-Присакмарскую, Акъяр-Бурибайскую, Тубинско-Гайскую, Ирендыкскую и, частично, Кизило-Уртазымскую, с общим расстоянием 38 км и ориентировкой по азимуту 70° (с ЮЗ на СВ). В промежутках между отдельными колчеданными рудными полями и месторождениями, признаки разрывной тектоники, согласной с этой зоной, отсутствуют, в связи с чем, мы предлагаем именовать эту зону как «скрытую надсубдукционную колчеданосную трансформную Бурибай-Подольскую зону». Зона фиксируется вулканическими сооружениями центрального типа, вмещающими колчеданные месторождения. Слагающие эти вулканические сооружения породы по геохимическим характеристикам [Косарев и др., 2022] относятся к островодужному надсубдукционному типу. Вулканиды Вознесенско-Присакмарской зоны (Дергамышское, Ивановское, Ишкининское месторождения) принадлежат толеитовой островодужной и бонинитовой петрохимическим сериям; Бурибай-Акъярская зона (Бурибайское месторождение) сложена вулканитами бурибайского комплекса бонинитовой серии, а кремнекислые породы (третья толща) известково-щелочной серии; Тубинско-Гайская зона (Маканское и Октябрьское месторождения), сложена вулканитами магнезиальной известково-щелочной серии; Ирендыкская зона (Подольское месторождение) сложена базальтами толеитовой серии, андезитами, дацитами, риолитами известково-щелочной и переходной от толеитовой к известково-щелочной сериям; Кизило-Уртазымская зона отделена от ирендыкской Восточно-Ирендыкским сбросо-сдвигом с амплитудой сброса до 700 м (на широте дер. Валитово); Восточно-Подольское месторождение залегает под улутауской свитой в толще (ir_3) трахидацитовая субформация шошонитовой серии с известково-щелочным уклоном.

Изотопный состав сульфидов колчеданных месторождений Урала ($\delta^{34}S$) по средним значениям для месторождений варьирует от +0.4 до +7 ‰, что соответствует мантийному источнику [Прокин и др., 1992].

В современных и молодых островных дугах характерной чертой пространственного положения вулканов является то, что «почти все они группируются в цепочки, ориентированные под разными углами относительно общего простираения дуги вплоть до образования поперечных вулканических зон» [Авдейко и др., 2006]. В тыловой зоне – максимально удаленной от вулканического фронта – в базальтах появляются водные минералы (амфибол и биотит), фиксирующие тренд в направлении к вулканам, сложенным вулканогенными и интрузивными породами шошонитовой серии [Авдейко и др., 2006].

В работе А. Митчелла и М. Гарсона [1984] охарактеризованы зоны трансформных разломов, которые проявлены в океанической плите и имеют продолжение на смежном континенте. Это разломы Мендосино и Пайонир (США). В Японии в магматической дуге Зеленых Туфов к пересечениям вулканического фронта с поперечными разломами, которые, возможно, являются продолжениями океанических трансформных разломов, приурочены рудные месторождения типа Куроко и месторождения серы.

Изложенный материал содержит краткую характеристику Бурибай-Подольской колчеданосной трансформной надсубдукционной палеозоны раннеэмского- раннеэйфельского возраста, в которой присутствует ряд из пяти последовательно формировавшихся колчеданных месторождений и колчеданосных вулканических комплексов, расположенных вкрест простирания Западно-Магнитогорской палеоостроводужной зоны. Другие цепочки того же направления известны в Баймакском и Бурибайском рудных районах, которые содержат по 2–3 колчеданных месторождения. Эти данные следует учитывать при прогнозной оценке новых площадей.

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.
- Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.И., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.
- Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 1. С. 1–16.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т. Колчеданосные вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции // Петрология. 2022. Т. 30. № 1. С. 91–118.
- Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений: Пер. с англ. М.: Мир, 1984. 496 с.
- Прокин В.А., Серавкин И.Б., Буслаев Ф.П. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 308 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

А.И. Брусницын

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
brusspb@yandex.ru*

Родонитовые породы Урала: минералогия и условия образования

A.I. Brusnitsyn

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Rhodonite rocks of the Urals: mineralogy and genesis

Abstract. The results of study of geological setting, mineralogy and genesis of the Urals rhodonite rocks are presented. More than 100 minerals are found in the rhodonite rocks. The major minerals are quartz, hematite, hausmannite, braunite, tephroite, andradite, epidote, rhodonite, caryopilite, calcite, and rhodochrosite. Most of them formed upon low-grade regional metamorphism of manganese-rich hydrothermal-sedimentary or sedimentary deposits. Primarily, manganese accumulated in form of Mn^{3+} and Mn^{4+} oxides. During burial and

metamorphism, these oxides were transformed to Mn^{2+} and Mn^{3+} oxides, silicates, and Mn^{2+} carbonates. The formation of manganese carbonates was possible due to the presence of organic matter in the sediments. The primary sediments also contained a Mn–Si substance (gel?). Its transformation under increasing PT conditions resulted in the formation of numerous manganese silicates. Caryopilite should be considered an index mineral of low-temperature metamorphism of manganese sediments.

Родонитовые породы («родонит», орлец) – традиционный цветной камень Урала. Самые известные, но далеко не единственные месторождения родонита (Малоседейниковское и Кургановское) расположены в окрестностях г. Екатеринбурга. Месторождения родонитовых пород (в том числе, с высокими декоративными качествами) установлены вдоль всего простираения Уральского складчатого пояса: от Пай-Хоя на севере до Мугоджар – на юге. Результаты изучения этих объектов рассмотрены нами в большом количестве специальных публикаций [Брусницын, 2000, 2013, 2015; Брусницын и др., 2016; и ссылки в этих работах]. Здесь же мы кратко обобщим имеющуюся информацию.

По геологическим условиям залегания, текстурам и структурам содержащие родонит марганценозные залежи всех месторождений относятся к одному генетическому типу – это метаморфизованные металлоносные осадки. Они являются нормальными членами осадочных (месторождения Пай-Хоя и Полярного Урала) или вулканогенно-осадочных (месторождения Среднего и Южного Урала) разрезов и образуются сингенетично с вмещающими их отложениями. Источники марганца могли быть разными. Для большинства месторождений Урала, прежде всего, связанных с вулканогенными комплексами предпочтение отдается гидротермальному привносу металла в морской бассейн. Но для месторождений, локализованных в осадочных толщах, возможен также и седиментогенно-диагенетический механизм накопления марганценозных илов. В любом случае, изначальное накопление марганца происходило преимущественно в форме оксидов Mn^{3+} и Mn^{4+} (аморфная фаза, вернадит, тодорокит, бёрнесит и др.), как это происходит в современном океане. Последующие постседиментационные процессы существенно преобразовали минеральный состав марганцевоносных отложений. Степень регионального метаморфизма для месторождений соответствует PT -параметрам пренит-пумпеллитовой (месторождения Пай-Хоя, Полярного и Южного Урала) и зеленосланцевой (месторождения Среднего Урала) фаций, редко выше.

В составе родонитовых пород Урала диагностировано более 100 минералов. К наиболее распространенным породообразующим фазам относятся кварц, гематит, гаусманнит, браунит, тефроит, марганцевые гумиты (сонолит, аллеганит, риббеит), гранаты (спессартин, марганцевые андрадит и гроссуляр), минералы группы эпидота (марганцевый эпидот, пьомонтит), родонит, виттинкиит, пироксмангит, кариопилит, фриделит, парсеттенсит, марганцевый кальцит, кутнагорит и родохрозит. Среди типичных второстепенных минералов отметим аксинит-(Mn), пироксены (эгирин, эгирин-авгит, йогансенит), амфиболы (марганцевые актинолит, тремолит и винчит, манганокуммингтонит), хлориты (марганцевые клинохлор и шамозит, пеннантит), стильпномелан, калиевый полевой шпат и альбит. Наиболее характерные аксессуарные минералы – алабандин, пирит, пиррофанит, магнетит, неотокит, цельзиан, барит и апатит. Среди редких минералов заслуживают внимания находки галаксита, гейтманита, феррихристовита, келлиита, широкоулиты, кумбсита, джонбаумита, свабита, арсеноклазита, брандита, ретциана-У и суссексита. Интересна также находка самородной меди в андрадит-родонитовых породах Биккуловского месторождения.

Характер постседиментационного минералообразования зависел от содержания в исходных металлоносных осадках реакционноспособного органического вещества (ОВ). Деградация ОВ создает восстановительную обстановку (с низкой f_{O_2} и умеренно высокой f_{CO_2}). В таких условиях оксиды Mn^{3+} и Mn^{4+} замещаются гаусманнитом, родохрозитом и многочисленными силикатами Mn^{2+} . При высокой f_{CO_2} гаусманнит и силикаты марганца вытесняются

родохрозитом. Как правило, именно за счет осадков, содержащих ОВ, происходит образование родонитовых пород с высокими декоративными качествами – это минералогические реликты «былых биосфер». Наоборот, отсутствие ОВ способствует поддержанию окислительных условий (с высокой f_{O_2} и низкой f_{CO_2}), при которых исходные оксиды марганца трансформируются в браунит – минерал Mn^{3+} , который может сосуществовать с гаусманнитом, родонитом, марганцевыми пироксенами, амфиболами, слоистыми силикатами и кальцитом.

Вопреки устоявшемуся мнению, кристаллизация многих силикатов марганца не требует высоких температур и давлений. Уже в РТ-условиях пренит-пумпеллитовой фации большинство силикатов марганца, в том числе все породообразующие, являются устойчивыми. Индикаторами низкоградного метаморфизма марганцевых пород являются слоистые силикаты с высоким содержанием воды – кариопилит, фриделит, парсеттенсит, баннистерит, пеннантит и марганцевые клинохлор и шамозит.

Одной из главных предпосылок для массового зарождения силикатов марганца в условиях низких температур и давлений является присутствие в исходном осадке аморфной Mn-Si фазы (гель, стекло, смектиты и т. п.). На стадии диагенеза Mn-Si фаза преобразовалась в неотокит (гидротированное Mn-Si стекло), затем по неотокиту развивался кариопилит (Mn-серпентин), а далее при увеличении температуры за счет реакций с участием кариопилита кристаллизовались пироксмангит, родонит, тефроит, спессартин и другие силикаты. При увеличении температуры до 250–300 °С кариопилит вытесняется ассоциацией пироксмангита с тефроитом ($\pm$ родонит). Эти процессы энергетически более выгодны, чем кристаллизация силикатов путем реакций кремнезема с оксидами и/или карбонатами марганца. Отсюда и возможность появления силикатов марганца уже на самых ранних ступенях метаморфизма или даже на предметаморфических стадиях литогенеза.

Из вышесказанного следует, что в метаморфизованных марганцевых отложениях целесообразно выделять низкотемпературную кариопилитовую (или родонит-кариопилит-тефроитовую) и высокотемпературную бескариопилитовую (родонит-тефроитовую) фации. РТ-границы первой из них соответствуют цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фациям, второй – зеленосланцевой и более глубоким фациям.

Условия генезиса в металлоносных осадках Mn-Si фазы остаются дискуссионными. Вероятнее всего, она образуется при смешении гидротермальных растворов с холодной морской водой. Резкое изменение физико-химических параметров приводит к быстрой («лавинообразной») потере гидротермами растворенных компонентов. При этом марганец и кремний концентрируются не только в составе аморфных или плохо кристаллизованных оксидов, но и в виде метастабильной Mn-Si фазы. В случае же когда седиментация марганца и кремния происходит в более спокойной обстановке (на значительном удалении от гидротермальных источников или вообще без участия глубинных растворов), то образование Mn-Si фазы маловероятно. Если это предположение верно, то присутствие в слабометаморфизованных породах разнообразных силикатов марганца служит косвенным свидетельством гидротермально-осадочного генезиса исходных металлоносных отложений.

Литература

- Брусницын А.И. Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис). СПб: СПбГУ, 2000. 200 с.
- Брусницын А.И. Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб: СПбГУ, ООО «ИПК КОСТА», 2013. 160 с.
- Брусницын А.И. Парнокское марганцевое месторождение, Полярный Урал: минералогия, геохимия и генезис руд. СПб: СПбГУ, Институт наук о Земле, 2015. 116 с.
- Брусницын А.И., Старикова Е.В., Жуков И.Г. Месторождения метаманганолитов Урала // Минералогия. 2016. № 3. С. 1–29.

Северо-Байкальская платинометально-медь-никеленосная провинция: геодинамика, петрология, рудообразование

Е. V. Kislov
Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

The North Baikal PGE-Ni-Cu province: geodynamics, petrology, ore genesis

Abstract. The North Baikal PGE-Ni-Cu province includes a number of the Late Proterozoic ultramafic-mafic intrusions formed in various geodynamic settings. They are grouped as a result of accretion at the southeastern boundary of the Siberian Craton. The contact processes significantly affected the formation of PGE-Ni-Cu mineralization. The poorly studied small deposits with sulfide mineralization are of particular interest.

Северо-Байкальская провинция находится в юго-восточной части складчатого обрамления Сибирской платформы в Северо-Байкальском и Муйском районах Бурятии. Здесь широко развиты ультрамафит-мафитовые массивы с ЭПГ-Cu-Ni оруденением. В рифее в пределах Байкало-Муйской островной дуги сформированы Чайский, Гасан-Дякитский и Нюрундуканский синколизонные и Маринкин островодужный массивы, а в осевой части Сыннырской рифтогенной структуры – Йоко-Довыренский и Авкитский рифтогенные интрузивы.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив (Байкальское месторождение) находится в 60 км к северу от оз. Байкал [Кислов, 1998; Ariskin et al., 2016, 2018; Kislov, Khudyakova, 2020]. Линзовидное тело 26 × 3.5 км субсогласно залегает в карбонатно-терригенных отложениях. Краевая зона и отходящие от нее силлы сложены плагиолерцолитами. Выше располагаются зоны: ультрамафитовая; ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливиновых габбро; массивных оливиновых габбро; оливиновых габброноритов. Габбронориты внедрены в подошву и кровлю.

Cu-Ni оруденение приурочено к плагиолерцолитам, реже – габброноритам. Вкрапленные руды прослеживаются согласно простиранию до 1400–1700 м при мощности 8–25 м (в раздувах до 80 м). Массивное оруденение представлено жилообразными телами внутри ареалов сульфидной вкрапленности, в основном, на СВ фланге массива (уч. Озерный). Жильные и густовкрапленные руды протягиваются вдоль контакта массива, приурочены к системе сдвиговых трещин. Палладий резко преобладает (0.03–1.50 г/т) над Pt (0.02–0.27 г/т) при Pt/Pd отношении 0.06–0.71. Максимальные содержания ЭПГ и Au (до 0.66 г/т) установлены в жильных рудах. Прогнозные ресурсы: Ni – 147 тыс. т, Cu – 51.01 тыс. т, Co – 9.47 тыс. т.

Горизонт малосульфидного ЭПГ оруденения на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и оливингаббровой зон прослежен на 20 км по простиранию и 1 км вглубь по рельефу. Оруденение приурочено к шпиро- и жилообразным телам такситовых лейкогаббро и анортозитов мощностью до 1 м, редко более, зачастую обрамленных габбро-пегматитами. По простиранию тела протягиваются согласно расслоенности массива до 10–20 м, образуя прерывистый горизонт. Концентрации Pt достигают 4.1 г/т, Pd – 7.8 г/т при содержаниях Cu до 0.71, Ni 0.43, S 1.60 %. В большинстве проб Pt преобладает над Pd с отношением Pt/Pd до 2.93. Золото распределено крайне неоднородно с максимальным содержанием 3.34 г/т. Прогнозные ресурсы: Pt – 66 т, Pd – 46.2 т и Au – 46.2 т. Малосульфидное оруденение отмечается в других частях массива, но его мощность, содержания цветных и благородных металлов ниже.

Хромититы Йоко-Довыренского массива – высокохромистые эндоскарны магматического этапа – практического интереса не представляют.

Формирование Йоко-Довыренского массива может быть связано с активностью мантийного плюма в зоне континентального рифтогенеза. Рифт обеспечивал крупными объемами продуктивной магмы. Значительный объем магмы, насыщенной сульфидами, позволял сформировать крупное рудное тело. Развитие мантийного плюма сопровождалось высокой степенью парциального плавления, так что рудные компоненты не могли оставаться в мантии. В результате этого магма содержала достаточное количество ЭПГ, Ni и Cu для формирования оруденения. На ранних стадиях рифтогенеза на периферии плюмов кора прогибалась, осадки заполняли рифт. Исходный расплав в гипабиссальных камерах активно взаимодействовал с породами фундамента, рыхлыми карбонатными и терригенными осадками. Флюидный перенос без существенной валовой ассимиляции обогащал нижний эндоконтакт водой, щелочами, S, вероятно, также Cl, SiO₂, Fe, Ti, органическим веществом, что оказало значительное воздействие на процессы петро- и рудогенеза. Контактные процессы в значительной мере определяют локализацию сульфидного Cu-Ni оруденения. Обогащенные хлором флюиды ответственны за экстракцию, перенос и накопление ЭПГ – формирование малосульфидной минерализации в областях разуплотнения и повышенной пористости кумулуса на границе пачек расслоенной серии.

Авкитский массив с Cu-Ni оруденением находится на юго-западном фланге Холоднинского Pb-Zn месторождения на водоразделе рек Холодная и Тыя [Кислов, 2006]. Удлиненно-линзовидное тело длиной 1400 м приурочено к Авкитскому разлому. Ультрабазиты залегают согласно с вмещающей толщей нижнего протерозоя, метаморфизованы до антигоритовых и лизардит-антигоритовых серпентинитов, актинолит-хлоритовых, серпентин-тремолит-карбонатных пород. Неизмененные дуниты и перидотиты встречаются редко. Сульфидное оруденение встречено в лежачем эндоконтакте в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Линейная зона сульфидного оруденения мощностью около 15 м имеет постепенные контакты. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное с постепенными переходами в безрудные метагипербазиты. Сидеронитовые руды содержат до 25–30 об. % сульфидов. Содержание по керну скв. 15: Ni – 0.54 %, Co – 0.032 %, Cu – 0.135 % на интервал 18.5 м.

К СВ от массива в зоне Чуя-Холоднинского разлома известны тела интенсивно серпентинизированных ультрабазитов. Верхнехолоднинский ультрамафитовый линзовидный массив находится в верховьях р. Холодная в сланцах тыйской свиты. Линзовидные тела ультрамафитов отмечены по правобережью р. Чая среди мраморов авкитской свиты на фланге Овгольского полиметаллического проявления у подножия Сыннырского хребта. Ультраосновные силлы обнаружены в СЗ борту Сыннырской рифтогенной структуры вблизи СВ выклинивания Йоко-Довыренского массива. Один из них мощностью 10–15 м залегает среди углеродистых сланцев и кварцитов асектамурской свиты на склоне горы Вершина Тыи. Второй, мощностью 2–4 м, встречен в экзоконтакте Йоко-Довыренского массива среди мраморизованных карбонатных пород ондокской свиты и представлен шприсгеймитами с сульфидной минерализацией. Г.И. Поликарповым в 1965 г. выявлены сульфидные Cu-Ni проявления в пикрит-диабазе и пикритах по юго-восточному склону Сыннырского хребта на участках Высотном, Снежном, Амнундакан. Это показывает необходимость изучения автономных никеленосных ультрамафитов в районе между Йоко-Довыренским и Чайским массивами.

Чайский дунит-перидотит-габброноритовый массив [Конников и др., 1995; Цыганков, 2005] расположен на СЗ склоне Верхнеангарского хребта в 90 км северо-восточнее северной оконечности оз. Байкал. Это юго-западная часть Безымянного плутона, отделенная правосторонним сдвигом. Собственно Чайский массив имеет размеры 1.5×5.0 км и слагает водораздел

в междуречье Чая – Огиендо. Центральную часть слагают серпентинизированные дуниты, по периферии – плагиоперидотиты, в основном, плагиолерцолиты. Вторую интрузивную фазу слагают безоливиновые габбронориты и роговообманковые габбро. Они окаймляют ультрабазиты, образуя многочисленные жилообразные тела в ультрамафитах, сопровождаемые оторочками контактово-реакционных пироксенитов.

Оруденение сосредоточено в осевой части ультрамафитового ядра и прослеживается в субширотном направлении на 900–950 м при средней мощности рудной зоны 100 м. При бортовом содержании 0.5 % Ni выделено 20 кулисообразно располагающихся рудных тел субвертикального падения. Оруденение сопряжено с контактово-реакционными пироксенитами и сечет внутреннюю структуру интрузива. Внутри рудной зоны оруденение локализуется либо в пироксенитах, либо на их контакте с перидотитами и дунитами. Мощность рудных тел составляет п м, реже до 15–20 м, по простиранию они прослеживаются на 100–200 м, реже до 400 м. Интенсивность оруденения до глубины 200–250 м остается примерно постоянной, затем убывает. На глубоких горизонтах (1000 м) оруденение выклинивается, переходя в маломощные зоны рассеянно-вкрапленных руд. Авторские запасы Ni – 260 тыс. т, Cu – 86 тыс. т, Co – 10.7 тыс. т при средних содержаниях 0.55, 0.18 и 0.023 мас. %, соответственно. Прогнозные ресурсы Ni – 800 тыс. т, Cu – 270 тыс. т, Co – 33 тыс. т.

Гасан-Дякитский массив расположен юго-западнее Чайского в верховьях одноименной реки в 40 км к СВ от оз. Байкал. Интрузив линзовидной формы площадью около 27 км² вытянут в СВ направлении. Дуниты, перидотиты и пироксениты слагают ряд мелких линзовидных или неправильной формы тел. Троктолиты и оливиновые габбро отмечаются совместно с ультрамафитами. Основную часть массива слагают оливиновые и безоливиновые габбронориты, на их контакте с ультрабазитами отмечаются реакционные пироксениты [Цыганков, 2005]. Отмечены сплошные, брекчиевидные, прожилково- и гнездово-вкрапленные сульфидные руды.

Нюрундуканский массив расположен в 10 км к СВ от северной оконечности оз. Байкал на водоразделе Нюрундукана и Кичеры. Массив обнажается на площади около 85 км². Гипербазиты тяготеют к СВ флангу. Выделены три фазы внедрения: дифференцированная серия от плагиодунитов до оливиновых габбро, безоливиновые габброиды и мелкозернистые офитовые габбро [Цыганков, 2005]. Cu-Ni минерализация приурочена к ультраосновным породам, особенно к зонам трещиноватости и развития пегматоидных жильных габбро. В.П. Бушуев отметил сингенетические вкрапленные руды в гипербазитах и эпигенетические зоны вкрапленных руд в габброноритах и оливиновых габбро. Он показал, что проявления отличаются крайне неравномерным шлировидным характером оруденения, имеют незначительные размеры.

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне руч. Маринкина, впадающего в р. Тулдуень (левый приток р. Витим), в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы [Kislov et al., 2020]. Имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Площадь около 11 км². Центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсовидное тело площадью около 2 км². В СВ части вскрывается расслоенная серия: чередование троктолитов, плагиодунитов, перидотитов, переходящих в более однородные оливиновые габбро и оливиновые габбронориты. Периферийная часть, исходно троктолиты и оливиновые габбро, изменена до образования цоизитовых, цоизит- и соссюрит-актинолитовых пород. Обнаружены две линейные зоны гнездово-вкрапленного оруденения СЗ простирания 100×500 и 100×750 м, приуроченные к разрывным нарушениям. В зонах отмечаются участки брекчированных руд того же простирания. Сульфидное медно-никелевое и хромитовое оруденение сформированы в результате регенерации ультраосновных пород под воздействием поздних гранитов.

Таким образом, Северо-Байкальская ЭПГ-Cu-Ni провинция включает ряд позднепротерозойских ультрамафит-мафитовых интрузивов, сформированных в различных геодинамических обстановках: рифтогенные Йоко-Довыренский и Авкитский; синколизонные Чайский, Гасан-Дякитский и Нюрундуканский; островодужные Маринкин и Кивельевский. Они сгруппированы в результате аккреции на юго-восточной границе Сибирского кратона.

В формирование ЭПГ-Cu-Ni оруденения значительный вклад внесли контактовые процессы: взаимодействие с вмещающими породами в рифтогенных комплексах и реакционное развитие пироксенитов по дунитам в синколизонных интрузивах. В массиве Маринкин сульфидное Cu-Ni и хромитовое оруденение сформировано в результате регенерации ультраосновных пород под воздействием поздних гранитов. Хромититы Йоко-Довыренского массива – высокохромистые эндоскарны магматического этапа.

Большинство объектов провинции образуют Cu-Ni рудный узел в районе Холоднинского свинцово-цинкового месторождения между Байкало-Амурской железнодорожной магистралью и Калюмным калий-глиноземным, Нюрундинским золоторудным месторождениями. Расположенный восточнее Маринкин массив находится в районе Ирокиндинского и Кедровского золоторудных месторождений. Свежие дуниты Маринкина массива перспективны как минеральная добавка в цемент. По отдельности ЭПГ-Cu-Ni объекты не имеют большого промышленного значения. Но расстояние между этими интрузивами не превышает 30 км, что не препятствует работе горно-металлургического комбината. Чайский массив и наиболее богатый участок Озерный Байкальского месторождения (Йоко-Довыренский массив) находятся вне пределов Байкальской природной области, что делает возможным их отработку при современной нормативной базе.

Особый интерес представляют небольшие слабоизученные, в том числе дайкоподобные тела, с которыми связана сульфидная минерализация. Ранее они считались бесперспективными из-за небольшого объема интрузивных тел. Сейчас показано, что зачастую богатые Cu-Ni руды формируют рудные тела в небольших интрузивах, подводящих каналах, вследствие перепадов скорости течения магмы и коровой контаминации.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН, № АААА-А21-121011390003-9.

Литература

- Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
- Кислов Е.В. Авкитское медно-никелевое проявление в поле Холоднинского свинцово-цинкового месторождения и его аналоги // Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2006. С. 24–27.
- Конников Э.Г., Цыганков А.А., Орсов Д.А. Чайское медно-никелевое месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. I. Кн. 1. С. 78–84.
- Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.
- Ariskin A.A., Kislov E.V., Danyushevsky L.V., Nikolaev G.S., Fiorentini M.L., Gilbert S., Goemann K., Malyshev A. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): from original sulfide mineralogy towards thermodynamic modeling of the sulfide geochemistry in poorly mineralized dunites // Mineralium Deposita. 2016. Vol. 51. P. 993–1011.
- Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M.L., McNeill A., Kostitsyn Y., Goemann K., Feig S.T., Malyshev A. The Dovyren intrusive complex (Southern Siberia, Russia): insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. 2018. Vol. 302–303. P. 242–262.
- 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. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2020. P. 111–118.

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

М.А. Рудмин

Томский национальный исследовательский
политехнический университет, г. Томск, Россия
rudminma@tpu.ru

Ооидовые железняки Западно-Сибирского бассейна: условия накопления, диагенез и источники вещества

М.А. Rudmin

Tomsk National Research Polytechnic University, Tomsk, Russia

Ooidal ironstones of the West Siberian basin: deposition conditions, diagenesis and metal sources

Abstract. This study is devoted to a detailed reconstruction of facial conditions of the formation of the Upper Cretaceous and Paleogene ooidal ironstones of Western Siberia on the example of the Bakchar deposit. We propose to use the multiplicative indices based on the analysis of authigenic and siliciclastic fractions of ironstones and host rocks to determine the degree of undisturbed (autochthonous) or disturbed (paraautochthonous, erosion or allochthonous) chemical sediments. Two clastic and four chemical facies are distinguished in the Bakchar deposit. The lateral replacement of sediments in distal direction from the coastline is expressed in the substitution of chemical lithofacies by siliciclastic or clastic lithofacies of medium- and fine-grained sandstones by lithofacies of sandy-siltstone deposits. Chemical lithofacies exhibit no lateral replacement by each other. Structural features of ooids relative to the authigenic and detrital fraction make it possible to distinguish erosional surfaces and periods of autochthonous ooid deposition time (autochthonous ooid lag). The Bakchar sequence distinguishes seven main autochthonous ooid lags of the Middle Santonian, Late Santonian, Middle Campanian, Campanian-Maastrichtian boundary, Middle Maastrichtian, Late Maastrichtian, and Paleocene-Eocene boundary. Autochthonous ooid lags are typically replaced up the section by layers with erosional surfaces. Potential sources of sedimentary material are identified from detrital assemblages and the age of detrital zircon. The Permian-Triassic intrusive rocks of the Tom-Kolyvan and Salair fold systems are sources for the Santonian complexes. For the Maastrichtian and Paleocene sequences, an additional amount of the material was contributed from Paleozoic intrusive complexes of the Kuznetsk Alatau. The post-sedimentation fingerprints on ironstones include the presence of veinlet siderite matrix, its assemblage with pyrrhotite or wurtzite, and injections of ooids to each other. The lithofacies and structural characteristics of the ooid fraction, the mineral assemblages and the chemical composition of the ironstones indicate the multiple supplies of ore-forming fluids to the basin of the Bakchar deposit. Fluid mobilization events coincide with ironstone layers with an autochthonous ooid fraction, which are often overlain by layers with erosional surfaces, expressed in an increase in the amount of paraautochthonous items of sedimentary rocks.

Ооидовые железняки распространены среди осадочных отложений фанерозоя [Petraneek, Houten Van, 1997]. Фанерозойские железняки – это осадочные отложения с повышенной долей железа в виде *in situ* минералов, зачастую имеющие ооидовую, пелоидовую или онкоидную структуру [Young, 1989]. Многие осадочные бассейны железняков такие как Лотарингский в

Европе, Аппалачи в Америке, Вабана в Ньюфаундленде, Западно-Сибирский в Сибири и др., являются промышленно важными провинциями, главным образом, за счет высоких ресурсов железа. Источники металлов, механизмы их мобилизации, условия концентрирования и образования минералов дискуссионны в проблеме происхождения железняков, которая рассматривается в различных теориях [Kimberley, 1994].

Несмотря на присутствие дискуссионных теорий об источниках и процессах образования железняков, седиментация большей части фанерозойских железняковых бассейнов происходила в прибрежно-морской обстановке [Young, 1989]. Биостратиграфия и аутигенная минерализация является доказательством морской среды во многих бассейнах. В дополнение современные ооидовые железняковые осадки накапливаются в прибрежных обстановках теплых морей: Карибском вблизи о. Тринидад, Средиземном вблизи о. Панареа и Сулавеси вблизи о. Махенгетанг. Ооидовые железняки во всех современных обстановках накапливаются в условиях эксгальции углекислых флюидов.

Цель работы заключается в исследовании условий седиментации, включая оценку источников привноса терригенного материала, и диагенеза морских ооидовых железняков для понимания палеообстановок накопления месторождений на примере Западно-Сибирского мел-палеогенового бассейна железняков.

Западно-Сибирский бассейн распространен вдоль восточной части Западно-Сибирской плиты. На севере граница бассейна находится за полярным кругом в районе нижнего течения р. Турухан (приток р. Енисей), на юге прослежена до оз. Кулундинское (Республика Алтай). Бассейн включает богатые железом прибрежно-морские осадочные толщи верхнего мела и палеогена [Западно-Сибирский..., 1964], которые относятся к ипатовской (коньяк-сантон), славгородской (кампан), ганькинской (маастрихт) и люлинворской (палеоцен-эоцен) свитам [Лебедева и др., 2017]. Наиболее богатые пласты железняков – нарымский и колпашевский – приурочены к кровле ипатовской и середине ганькинской свит, соответственно. Главными месторождениями являются Бакчарское, Колпашевское, Парабель-Чузиское, Елогуйское и Туруханское. По данным [Западно-Сибирский..., 1964; Николаева, 1967], во всех месторождениях прослеживаются нарымский и колпашевский горизонты, однако Бакчарское месторождение отличается присутствием одноименного горизонта в подошве люлинворской свиты.

Литофации Бакчарского месторождения были разделены на две основные категории: обломочные (фации F1-F2) и хемогенные (фации F3-F6). Отложения в каждой категории были дополнительно подразделены на основе типа и мощности напластования, осадочных текстур и структур, минерального состава и пр. Такая классификация позволяет различать литофации, которые имеют сходные условия, но различные геохимические режимы морской воды и/или поровой воды. Аутигенные минеральные скопления в железняках представлены ооидами, пелоидами, микроонкоидами, бортриоидами, пизоидами, интракластами и кортоидами. Ооиды преобладают над остальными форменными элементами. Конфигурации ооидов отличаются в различных слоях месторождения и используются для интерпретации степени автохтонности, параавтохтонности и аллохтонности аутигенных зерен.

Накопление железняков Бакчарского месторождения происходило на фоне неоднократной смены условий седиментации от прибрежных до мелководных морских с различной биопродуктивностью и интенсивностью поступления как детритового материала, так и металлоносных растворов. Конфигурации форменных элементов относительно аллотигенной фракции (кварц, полевые шпаты) позволяют детализировать устойчивость или перераспределение осадочного материала в фациях железняков Западно-Сибирского морского бассейна. Так, предлагается считать, что максимумы накопления автохтонных ооидов указывают на периоды интенсивного поступления минерализованных растворов в определенных слоях месторождения. Во многих слоях месторождения автохтонные максимумы совпадают с пери-

одами гипоксии морского дна, выраженными в отклонении изотопного состава карбонатного углерода и кислорода [Rudmin et al., 2022], редокс-чувствительными геохимическими прокси [Rudmin et al., 2020] и специфическими *in situ* минеральными ассоциациями [Rudmin et al., 2018, 2022].

Чередование фаций и связанных с ними периодов минералообразования разных стадий (от аутигенных до прогрессивных) доказывает неоднократное поступление новых порций металлоносных растворов в районе месторождения. Фациальные условия и интенсивность поступающих растворов во многом определяли результирующий петрографический, минеральный и химический облик железняков. Первый максимум флюидной мобилизации в Западно-Сибирском бассейне на примере Бакcharского месторождения соответствует сантонскому времени, что вещественно отражается в преобладании автохтонных железистых ооидов и слабом максимуме геохимических индексов биопродуктивности с последующей гипоксией морского дна в подстилающих и нижних слоях железняков. Наличие флюидных включений в сидеритовом цементе с температурой гомогенизации 170–320 °C [Rudmin et al., 2022], а также отсутствие явных жильных или эксплозивных тел позволяет предполагать скрытую диффузионную гидротермальную вентиляцию в пределах Бакcharского месторождения, подобную современному гидротермальному полю Вон Дамм [Lough et al., 2019] или вблизи о. Тринидад [Kimberley, 1994] в Карибском море. Первый цикл рудообразования, вероятнее всего, протекал на фоне слабого поднятия территории. Это отражается в регрессивной смене терригенных компонентов в разрезе нарымского горизонта. Первый цикл имел, как минимум, два основных акта притока растворов, что фиксируется двумя максимумами автохтонного накопления ооидов – ранний и поздний сантон.

Следующий временной период (кампан) сопровождался слабой флюидной активностью на фоне трансгрессивного режима, однако завершался на границе с маастрихтом новой массовой экзгальацией флюидов, что привело к формированию мощного колпашевского горизонта с подстилающей толщей глауконитовых отложений. Последнее также объясняется предшествующим краткосрочным повышением биопродуктивности с гипоксией придонного слоя [Rudmin et al., 2020] как фактором массового и благоприятного накопления «затравочного» материала (фекалии и раковины фораминифер) для формирования глауконита.

Рудообразование протекало практически в течение всего маастрихта с тремя максимумами накопления автохтонных компонентов: поздний кампан – накопление сингенетичных ооидов и пелоидов или глауконитовых глобулей, средний маастрихт – в сопровождении со слабым поднятием, скрытым размывом и регрессией, поздний маастрихт – с последующим скрытым размывом на границе маастрихт-палеоцен. Практически каждый слой с автохтонным максимумом сопровождается редкой минерализацией в виде вюрцита и галенита, барита или пирротина среди сидеритового и сидерит-нонтронитового цемента [Rudmin et al., 2022]. Наличие разрушенных глауконитовых пеллет и апатитовых зерен, пронизанных прожилками сидерита, указывает на скрытую поверхность размыва в среднем маастрихте, вероятно, после интенсивной флюидной разгрузки и слабого поднятия территории, а также на быструю смену условий.

В течение палеоцена происходила последовательная регрессия с неоднократными флуктуациями уровня моря и изменениями береговой линии, что отражается в разнонаправленной смене терригенной фракции железняков. После перерыва осадконакопления происходило осаждение крупнообломочных пород в совокупности с ооидами и их интракластами, что фиксируется в базальной части палеоценовой толщи. Во время позднего палеоцена происходила интенсивная флюидная мобилизация, что привело к формированию железняков бакcharского горизонта, как правило, двухуровневого строения с двумя или тремя автохтонными максимумами. Хорошо сохранившаяся часть позднепалеоценовых железняков маркирует

начало перехода к эоцену на фоне контрастного отклонения стабильных изотопов углерода в карбонатах и органическом веществе [Rudmin et al., 2018, 2022]. Этот интервал маркирует период климатического коллапса на территории Западной Сибири: так называемый палеоцен-эоценовый термический максимум [Iakovleva et al., 2001], который мог быть также спровоцирован выбросами метановых газов. Следом этого процесса может выступать метан во флюидных включениях в сидерите позднепалеоценовых железняков [Rudmin et al., 2022]. Следствием массовой мобилизации термальных растворов в восточной части Западной Сибири мог послужить новый и, вероятно, последний акт пост-рифтовой активности на фоне общего подъема территории.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00019.

Литература

- Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.
- Лебедева Н.К., Кузьмина О.Б., Соболев Е.С., Хазина И.В. Новые данные по стратиграфии верхненемловых и кайнозойских отложений Бакчарского железорудного месторождения (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 62–84.
- Николаева И.В. Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Новосибирск: Наука, 1967. 134 с.
- Iakovleva A.I., Brinkhuis H., Cavagnetto C. Late Palaeocene–Early Eocene dinoflagellate cysts from the Turgay Strait, Kazakhstan; correlations across ancient seaways // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. Vol. 172. № 3–4. P. 243–268.
- Kimberley M.M. Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? // Terra Nova. 1994. Vol. 6. № 2. P. 116–132.
- Lough A.J.M., Connelly D.P., Homoky W.B., Hawkes J.A., Chavagnac V., Castillo A., Kazemian M., Nakamura K., Araki T., Kaulich B., Mills R.A. Diffuse hydrothermal venting: A hidden source of iron to the oceans // Frontiers in Marine Science. 2019. Vol. 6. Article 329.
- Petránek J., Houten Van F.B. Phanerozoic ooidal ironstones // Czech Geological Survey Special Papers. 1997. Vol. 7. P. 4–71.
- Rudmin M., Banerje S., Abdullayev E., Ruban A., Filimonenko E., Lyapina E., Kashapov R., Mazurov A. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes // Journal of Palaeogeography. 2020. Vol. 9. № 1. P. 1–21.
- Rudmin M., Banerje S., Sinkina E., Ruban A., Kalinina N., Smirnov P. A study of iron carbonates and clay minerals for understanding the origin of marine ooidal ironstone deposits // Marine and Petroleum Geology. 2022. Vol. 142. Article 105777.
- Rudmin M., Roberts A.P., Horng C.-S., Mazurov A., Savinova O., Ruban A., Kashapov R., Veklich M. Ferrimagnetic iron sulfide formation and methane venting across the Paleocene–Eocene thermal maximum in shallow marine sediments, ancient West Siberian sea // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. Vol. 19. № 1. P. 21–42.
- Young T.P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 46. № 1. P. ix–xxv.

А.В. Лаломов^{1,2}, А.В. Григорьева¹

¹ – Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
lalomov@mail.ru

² – Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь, Россия

Состав и структура лопаритовых хвостов обогащения Ловозерского ГОКа (Кольский п-ов)

A.V. Lalomov^{1,2}, A.V. Grigorieva¹

¹ – Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

² – Perm State National Research University, Perm, Russia

Composition and structure of loparite tailings of the Lovozero mining and processing plant (Kole Peninsula)

Abstract. The Lovozero mine is the only one current source of rare earth metals (and a significant part of rare metals) in Russia. The main economic component of the deposit includes loparite, which contains 8.3 % Nb₂O₅, 0.67 % Ta₂O₅, 39.8 % TiO₂, and 34.9 % Σ TR₂O₃. Loparite is currently extracted in difficult mining and geological conditions with low profitability of existing stopes. Tailings of the Karnasurt processing plant can serve as a direction of diversification of raw materials sources of the Lovozero mine.

В настоящее время единственным действующим источником редкоземельных металлов (и значительной части редких) в России является Ловозерский горно-обогатительный комбинат. Основным полезным компонентом месторождения является лопарит с 8.3 % Nb₂O₅, 0.67 % Ta₂O₅, 39.8 % TiO₂ и 34.9 % Σ TR₂O₃. В настоящее время добыча ведется в сложных горно-геологических условиях при низкой рентабельности существующих разрезов. Помимо коренного месторождения лопарита, связанного с породами Ловозерского массива, потенциально перспективным объектом редкометалльного сырья являются техногенные отвалы – хвосты обогащения Ловозерского ГОКа (рис. 1) [Лаломов и др., 2022].

К освоению хвостохранилищ регулярно обращаются недропользователи, поскольку эти объекты обладают рядом положительных свойств [Быховский и др., 2014]. Как правило, хвостохранилища расположены в освоенных районах близко от действующих (или ранее действующих) горно-обогатительных предприятий, что существенно сокращает логистические затраты. Хвосты обогащения руд представлены измельченным промытым материалом, что исключает необходимость наиболее энергозатратного дробления, потребляющего около 50 % энергии при разработке коренных месторождений. Хвостохранилища располагаются на поверхности и не требуют вскрышных или подземных работ. К негативным факторам относятся пониженное (остаточное) содержание полезного компонента, потерянное при его извлечении на основном этапе, и пониженная крупность полезного компонента.

С целью исследования структуры и состава хвостов из них были отобраны две точечные минералого-технологических пробы (МТП) весом около 30 кг Карнасурт-1 (К-1) и Карнасурт-2 (К-2) и семь рядовых проб (0.1 кг).

По данным обогатительной фабрики ГОКа, объем хвостохранилищ (Карнасурт-1, период эксплуатации 1955–1989 гг. и Карнасурт-2 с 1989 по настоящее время) составил около 18 млн м³. Извлечение полезного компонента из руды, содержащей 3.5–3.2 % лопарита, со-



Рис. 1. Обзорная схема района обогатительной фабрики Ловозерского ГОКа и хвостохранилищ.

ставляло 78–80 %. Учитывая содержания полезных компонентов в обрабатываемых рудах и извлечение лопарита в концентрат, можно предположить валовое содержание в образованных отвалах. Эта расчетная оценка валового содержания близка результатам минералого-технологического опробования (табл. 1).

Исследование гранулометрического состава МТП показало, что более 90 % отложений принадлежит классу 0.16–0.5 мм (рис. 2а). Лопарит по классам крупности распределен неравномерно: повышенное содержание отмечается в классах 0.25–0.16 мм (40–50 %), 0.1–0.071 мм (около 30 %) и 0.071–0.05 мм (15–23 %) (рис. 2б). В мелких классах лопарит находится преимущественно в виде бесформенных обломков. В классе 0.25–0.16 мм встречаются идиоморфные зерна двойникованных кристаллов.

В структуре хвостохранилищ можно выделить следующие зоны: 1) зона сброса, куда по трубопроводу поступает пульпа с хвостами обогащения лопаритовой руды; 2) прудковая зона в центре водоема, где осаждаются наиболее тонкие и легкие фракции техногенных отложений; 3) пляжевая зона водоема, где за счет волнового воздействия происходит обогащение техногенного материала; 4) дюнная зона по периферии хвостохранилища, где происходит золотое обогащение материала.

Таблица 1

Содержание лопарита и основных компонентов в отложениях хвостохранилищ по данным разных источников (в % от исходной пробы)

	Лопарит	Nb_2O_5	Ta_2O_5	$\Sigma P3Э$
К-1 (расчет)	0.77	0.070	0.005	0.25
К-2 (расчет)	0.64	0.058	0.004	0.21
К-1 МТП РФА*	0.58	0.079	0.005	0.33
К-2 МТП РФА*	0.77	0.081	0.005	0.34

Примечание. *Минералого-технологическая проба, проанализированная РФА.

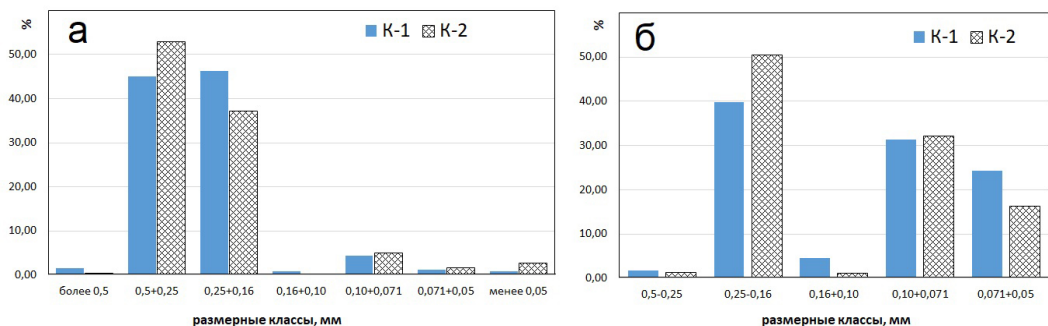


Рис. 2. Характеристики техногенных отложений (хвостов обогащения) Ловозерского ГОКа: а – гранулометрический состав; б – распределение лопарита по классам крупности.

К-1 – лежалые хвосты Карнасурт-1; К-2 – текущие хвосты Карнасурт-2.

Таблица 2

Содержание тяжелой фракции (т. ф.) и лопарита в микрофациях хвостов обогащения по данным рядовых проб, % на исходную пробу

	Т. ф.	Лопарит
Зона сброса	9.2	0.55
пляж	62.8	2.62
дюна	26.4	1.02
пруд	н.а. *	н.а.

Примечание. н.а.* – не анализировалось.

Поступающие с фабрики хвосты обогащения подаются в котловину по пульпопроводу, образуя техногенную дельту или конус выноса. За счет жидкой составляющей пульпы в центре котловины образуется водоем («прудок»), в котором происходит дифференциация материала. За счет ветроволновых процессов в краевой части (пляж) водоема происходит существенное обогащение отложений минералами тяжелой фракции (табл. 2). Легкие и мелкие фракции отложений выносятся в центральную часть прудковой зоны. В надводной части пляжа происходит ветровая (золовая) переработка материала.

Анализ состава и структуры техногенных образований Ловозерского ГОКа (хвостохранилищ Карнасурт-1 и Карнасурт-2) позволил сделать следующие выводы. Хвосты обогащения фабрики Ловозерского ГОКа содержат лопарит в обогатимых классах, откуда он может быть извлечен с использованием гравитационно-магнитной переработки. К аналогичным заключениям приходят и другие исследователи [Хохуля и др., 2015; Maksimova et al., 2022]. Структура хвостохранилища является неравномерной в результате вторичной переработки хвостов обогащения за счет природно-техногенных процессов сепарации, поэтому точные параметры запасов могут быть установлены только в результате бурения отложений на полную мощность по разведочной сети не менее 20×20 м.

Работы проведены в рамках темы государственного задания ИГЕМ РАН.

Литература

Быховский Л.З., Спорыхина Л.В., Ануфриева С.И. Техногенные месторождения и образования редких металлов России // Рациональное освоение недр. 2014. № 3. С. 14–22.

Лаломов А.В., Григорьева А.В., Зайцев В.А. Минеральный состав редкометалльных россыпей Ловозерского массива // Геология рудных месторождений. 2022. № 5. С. 485–497.

Хохуля М.С., Фомин А.В., Голубцов А.В., Конторина Т.А. Технология получения лопаритового концентрата гравитационно-магнитной переработкой шламов текущего производства // Труды Кольского научного центра РАН. 2015. № 5. С. 592–595.

Maksimova V.V., Krasavtseva E.A., Savchenko E.E., Ikkonen P.V., Elizarova I.R., Masloboev V.A., Makarov D.V. Study of the composition and properties of the beneficiation tailings of currently produced loparite ores // Journal of Mining Institute. 2022. Vol. 256. P. 642–650.

А.В. Некипелова

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
nekipelova@igm.nsc.ru*

**Реконструкция условий седиментации и диагенеза керченских руд
на базе геохимических данных**
(научный руководитель Э.В. Сокол)

A.N. Nekipelova

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**The reconstruction of depositional environments of the Kerch iron ores
based on geochemical data**

Abstract. The REE+Y patterns of sedimentary ironstones are of broad use in reconstructions of depositional and diagenetic environments. The complex REE behavior in sediments is controlled by microbial respiration. The respiration processes are accompanied by chemical transformations. As a result, each sedimentary phase acquires unique REE+Y signatures. The formation conditions of the Kerch ironstones reconstructed from their REE+Y signatures agree with the conditions inferred previously.

Оолитовые железорудные месторождения керченского типа расположены в пределах обширной киммерийской (N_2^1) Азово-Черноморской железорудной провинции, простирающейся на территориях России, Украины и Грузии. История геологического развития современного Северного Причерноморья в олигоцене-плиocene благоприятствовала образованию богатых железных руд именно на Керченском полуострове. В киммерийское время (N_2^1) на северном шельфе мелководного Эвксинского водоема (территория современного Керченского п-ова) возник и развивался архипелаг мелких островов, береговую линию которых осложняли многочисленные узкие и длинные заливы, лиманы и лагуны. В условиях тепло-го переменного-влажного субтропического климата в существовавшую систему опресненных лагун, реки палеобассейнов Дона, Днепра, Буга и др. транспортировали материал латеритных кор выветривания, развитых по докембрийским железистым породам Украинского щита. На геохимическом барьере, возникающем при смешении речных и лагунно-лиманских вод, происходила массовая коагуляция Fe коллоидов и образование железистого осадка. Высокая биопродуктивность лиманов и лагун явилась причиной аккумуляции в этом осадке фосфора. В заливах и лиманах Керченского архипелага хемогенное осадкообразование происходило в гидродинамически умеренно подвижной среде и сочеталось с ограниченным поступлением с суши терригенного материала. В конечном счете, это привело к формированию крупных

аккумуляций богатых железных руд. В киммерийском рудном интервале, мощность которого, в среднем, достигает 9 м, чередуются Fe^{2+} -силикатные (табачные руды), $\text{Fe}^{3+}(\text{Mn}^{4+}/\text{Mn}^{3+})$ -(окси)гидроксидные (коричневые и икряные руды) и Fe-Mn-карбонатные горизонты. Такое строение рудной толщи обеспечено многократными изменениями окислительно-восстановительных условий в осадке, частыми колебаниями уровня моря и активной гидродинамикой прибрежной зоны [Шнюков, 1965; Голубовская, 2001; Холодов и др., 2014].

Широкомасштабная добыча Fe руд на Керченском полуострове велась в течение 30х–90х гг. XX в. Карьерами отрабатывались крупные Камыш-Бурунское, Эльтиген-Ортельское, Яныш-Такильское и Катерлезское месторождения. Месторождения керченских Fe руд отличаются простым геологическим строением, дисперсным состоянием руд и высокими содержаниями в них Mn, V, P и As. Систематическое изучение осадочных железных руд керченского типа началось еще в конце XIX в., и к настоящему моменту массив накопленных геологических данных позволил создать генетическую модель их формирования [Шнюков, 1965; Голубовская, 2001; Холодов и др., 2014]. Однако до последнего времени отсутствовала систематическая информация о микроэлементной нагрузке как самих руд, так и их индивидуальных компонентов, и сосуществующих с ними осадочных пород, а также об особенностях их микроэлементного состава и связи этих характеристик с процессами седиментации, диагенеза и гипергенного преобразования.

Классический геохимический подход к реконструкции источников вещества и условий образования морских осадков основан на анализе распределения в них ряда редких и рассеянных элементов (U, V, Mo, As, Co, Cd, Cu, Zn, Ni, Pb, Cr), чувствительных к изменению редокс-статуса морской воды [Bennett, Canfield, 2020]. Однако в случае керченских руд этот подход оказался малоэффективным, поскольку в процессе их формирования редокс-условия многократно изменялись. Обстановки формирования керченских Fe руд были реконструированы с применением оригинального подхода [Yang et al., 2017], основанного на анализе трендов фракционирования PЗЭ и Y между жидкостью (морская вода, поровые воды) и твердыми фазами морских осадков. Этот подход был дополнен анализом устойчивых генетически-информативных характеристик индивидуальных компонентов осадка. К их числу относятся особенности локализации, морфологии, химического состава аутигенных минералов (фосфатов и карбонатов). В результате, на примере двух типовых разрезов Камыш-Бурунской мульды удалось выполнить взаимопроверку реконструкций режимов седиментации и условий диагенеза керченских руд.

Сложное поведение PЗЭ в морских железистых осадках контролируется процессами диагенетического преобразования осадка, в значительной мере, связанными с микробиальным «дыханием» [Canfield, Thamdrup, 2009]. Эти процессы сопровождается каскад химических превращений, в результате которых в осадке последовательно формируются аутигенные фазы – фосфаты легких PЗЭ (ЛРЗЭ), карбонаты и фосфаты Fe^{2+} . Каждая из твердых фаз осадка и сосуществующие с ними поровые воды приобретают уникальные геохимические метки, в частности, профили распределения PЗЭ и Y. Преобладающие в таких осадках Fe(Mn)-(окси)гидроксиды обогащены средними PЗЭ (СРЗЭ), Fe-Mn карбонаты – СРЗЭ и тяжелыми PЗЭ (ТРЗЭ) [Yang et al., 2017], а Fe^{2+} -фосфаты избирательно аккумулируют ТРЗЭ [Sokol et al., 2020; Nekipelova et al., 2021].

Fe-Mn карбонатные руды в два раза беднее PЗЭ и Y, чем постархейский австралийский сланец (PAAS) [Taylor, McLennan, 1985]; им присуще обогащение СРЗЭ при умеренном содержании ТРЗЭ. Для всех (PЗЭ+Y) спектров Fe-Mn карбонатных руд характерна положительная Eu аномалия. Сидеритовые руды также характеризуются отрицательными сильными Y (0.60–0.70) и слабой Ce (0.73–1.09) аномалиями, тогда как для родохрозитовых руд характерна только положительная Y (0.97–1.10) аномалия [Sokol et al., 2020; Некипелова и др., 2021].

Fe(Mn)-(окси)гидроксидные руды богаты $\Sigma P3Э+Y$, максимальные количества которых сосредоточены в тонких (<0.25 мм) фракциях этих руд. Коричневые руды умеренно обогащены $\Sigma P3Э$ (288–694 г/т), тогда как икряные содержат аномально высокие концентрации $\Sigma P3Э$ (411–696 г/т). Валовые пробы и грубые (≥ 0.25 мм) фракции этих руд значимо обогащены $\Sigma P3Э$ (в среднем, в 3–4 раза относительно PAAS), что обеспечивает сорбция $P3Э$ на $Fe(Mn)$ -(окси)гидроксидах. В сравнении с ними тонкие фракции (<0.25 мм) этих руд неизменно богаче $\Sigma P3Э$ (925–3011 г/т). Тонкие фракции обогащены $\Sigma P3Э$ (в среднем, в 7–11 раз относительно PAAS), а также $LP3Э$ (в среднем, в 9–17 раз относительно PAAS) за счет аккумуляции в этих фракциях аутигенных фосфатов $LP3Э$ – рабдофаноподобных фаз $LREE(PO_4) \cdot nH_2O$. Для большей части $(P3Э+Y)_N$ спектров валовых проб и их размерных фракций коричневых руд характерны отрицательные аномалии – отчетливая Y (0.57–0.64) и умеренная Ce (0.67–0.84). Спектры распределения $(P3Э+Y)_N$ в икряных рудах более плоские, чем в коричневых, и лишены контрастных аномалий Y и Ce [Sokol et al., 2020; Некипелова и др., 2021].

Аутигенные фосфаты Fe^{2+} и $Ca-Fe^{2+}$ (вивианит и анапат) керченских Fe руд оказались крайне бедны $P3Э$ и Y (средние концентрации $\Sigma P3Э < 5$ г/т). Их спектры распределения $(P3Э+Y)_N$ демонстрируют резкое обогащение $TP3Э$ [Sokol et al., 2020; Nekipelova et al., 2021].

Особенности распределения $P3Э$ и Y в керченских рудах и их индивидуальных компонентах согласованно указывают на то, что они сформировались в осциллирующих окислительно-восстановительных условиях при ограниченном поступлении терригенного материала [Sokol et al., 2020; Некипелова и др., 2021]. Коричневые руды образовались в застойных лагунах в умеренно окислительных обстановках. Икряные руды представляют собой пляжные осадки, формирование которых происходило в зоне нагонных волн (иными словами – в зоне свободной аэрации). Формированию горизонтов $Fe-Mn$ карбонатных руд способствовали восстановительные обстановки: карбонаты кристаллизовались в результате микробиальной редукции $Fe(Mn)$ -(окси)гидроксидов непосредственно из бедных O_2 поровых вод. В наиболее восстановительных обстановках кристаллизовались анапат и вивианит. Их кристаллизация возможна в крайне узком диапазоне физико-химических условий, существующих на границе зон сульфатредукции и метаногенеза, ниже уровня связывания S^{2-} в пирите [Rothe et al., 2016; Yang et al., 2017].

Высокий уровень накопления и специфика аккумуляции отдельных групп $P3Э$ в керченских рудах обеспечены циклическим изменением редокс-условий в осадке и обусловленными ими процессами растворения-осаждения $Fe(Mn)$ -(окси)гидроксидов и сорбции-десорбции комплексных соединений $P3Э$. Последний процесс носил гистерезисный характер и десорбция $P3Э$ никогда не была полной. С каждым циклом сорбции-десорбции уровень аккумуляции (сорбции) $P3Э$ и Y на $Fe(Mn)$ -(окси)гидроксидах (главным образом, $\Sigma P3Э$), постоянно возрастал. Это нашло отражение и в изменении минерального состава руд, где последовательно сформировались аутигенные рабдофаноподобные фазы, родохрозит и/или сидерит, анапат и вивианит. Эти выводы, полученные на основании анализа трендов аккумуляции $P3Э$ и Y керченскими рудами и их индивидуальными компонентами, согласуются с общепринятыми представлениями об условиях формирования оолитовых железных руд Керченского полуострова.

Таким образом, комплексный подход, включающий анализ тенденций распределения макро- и микроэлементов в каждом индивидуальном компоненте осадка и особенностей их изменения в связи с процессами седиментации, диагенеза и гипергенного преобразования $Fe-Mn$ осадка, является эффективным инструментом реконструкции параметров его седиментогенеза и диагенетических преобразований.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН. Аналитические исследования были выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проекты № 17-17-01056, № 17-17-01056П).

Литература

- Голубовская Е.В. Фациальные и геохимические особенности железорудного комплекса Керченских месторождений // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 3. С. 259–273.
- Некипелова А.В., Сокол Э.В., Кох С.Н., Хворов П.В. Редкоземельные фосфаты в керченских окисных рудах // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 10. С. 1447–1471.
- Холодов В.Н., Голубовская Е.В., Недумов Р.И. О происхождении и перспективах развития Киммерийского железорудного бассейна Украины и России // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 5. С. 383–405.
- Шнюков Е.Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Киев: Наукова думка, 1965. 194 с.
- Bennett W.W., Canfield D.E. Redox-sensitive trace metals as paleoredox proxies: a review and analysis of data from modern sediments // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 204. #103175.
- Canfield D.E., Thamdrup B.O. Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term 'suboxic' would go away // Geobiology. 2009. Vol. 7(4). P. 385–392.
- Nekipelova A.N., Kokh S.N., Sokol E.V., Kozmenko O.A. Major and trace element signatures in lagoon vivianite: a case study from the Kerch ooidal ironstones // XIII General Meeting of the Russian Mineralogical Society and the Fedorov Sessions. Springer, 2021. P. 372–381.
- Rothe M., Kleeberg A., Hupfer M. The occurrence, identification and environmental relevance of vivianite in waterlogged soils and aquatic sediments // Earth-Science Reviews. 2016. Vol. 158. P. 51–64.
- Sokol E.V., Kokh S.N., Kozmenko O.A., Nekipelova A.V., Rudmin M., Khvorov P.V., Artemyev D.A. Geochemistry and mineralogy of rare earth elements in high-phosphorus ooidal ironstones: a case study of the Kamysh-Burun deposit (Azov-Black Sea iron Province) // Ore Geology Reviews. 2020. Vol. 127. #103827.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Yang J., Torres M., McManus J., Algeo T.J., Hakala J.A., Verba C. Controls on rare earth element distributions in ancient organic-rich sedimentary sequences: role of post-depositional diagenesis of phosphorus phases // Chemical Geology. 2017. Vol. 466. P. 533–544.

Д.М. Вурмс¹, Е.В. Кислов^{1, 2, 3}

¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Россия
vurms@list.ru

² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

³ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Минеральный состав хромититов Южного Сарановского массива, Пермский край

D.M. Vurms¹, E.V. Kislov^{1, 2, 3}

¹ – Buryat State University, Ulan-Ude, Russia; vurms@list.ru

² – Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

³ – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

Mineral composition of chromitites of the South Sarana massif, Perm krai

Abstract. The mineral composition of chromitites of the South Sarana massif is studied. The features of morphology and composition of minerals are analyzed. No PGE minerals, which are abundant at the Glavnoe (Main) Sarana deposit, are found. The chromites of two massifs differ in Fe³⁺ content indicating the difference between the North and South Sarana massifs, although they were previously considered a tectonically separated

intrusion. Our data on the diversity of minerals, especially, inclusions in chromite, and their composition do not contradict the conclusions on the ophiolitic nature of the Sarana complex and a hydrothermal origin of chromitites.

Сарановские месторождения хромита открыты в начале XIX в. и остаются главным источником хрома России. Месторождения приурочены к Сарановскому магматическому комплексу, расположенному в пределах Центрально-Уральского поднятия. Комплекс сложен серпентинитами и актинолит-цоизит-пумпеллиитовыми породами, прорванными метасоматизированными диабазовыми и пикритовыми дайками. Наибольший вклад в их изучение внес О.К. Иванов [1990, 2016].

Главное Сарановское месторождение приурочено к Северному Сарановскому массиву в 5 км севернее ст. Лаки, на окраине п. Сараны Горнозаводского района Пермского края. Размер выхода массива на поверхность – 1.90×0.42 км. Для массива предполагается среднепротерозойский возраст и офиолитовая природа, а для хромититов – гидротермальное происхождение [Кислов, Каменецкий, 2021; Кислов и др., 2021].

Южный Сарановский массив находится непосредственно к северу от ст. Лаки. Форма выхода массива на поверхность – пережатая дайка с двумя раздувами по концам. Мощность северного раздува 160 м, южного – 120 м, в пережиме – 20–40 м. Массив имеет крутое общее восточное падение, разбит на серию блоков, перемещенных на расстояние до 70 м, и прослежен без уменьшения мощности до глубины 700 м. Массив сложен чередованием пластов апоультрамафитового состава, считающихся производными преимущественно дунитов. Хромититы образуют три линзовидных тела вдоль восточного контакта. Ранее они отрабатывались открытым способом рудниками с севера на юг: Любушкина, Большой Пестерь и Бисерский [Иванов, 1990]. В настоящее время ведется опытно-промышленная обработка месторождения Малый Пестерь, подготавливаемого к освоению.

Формирование массивов и хромититов остаются предметом дискуссий. О.К. Иванов [1990] считал массивы расслоенными, а хромититы пластовыми. Ранее описывались жилы хромититов. А.Ф. Шуппе считал их серией сближенных линз. С.А. Вахромеев описал три субпараллельных жилоподобных тела руд. И.А. Зимин отмечал выдержанную мощность рудных тел и то, что «форма рудных тел жилообразна и подобна настоящим жилам» [Иванов, 1990]. Г.И. Кизилев [1987] указывал, что структура месторождения не соответствует стратиформному строению: с глубиной количество рудных тел не увеличивается; 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.

В связи с различными представлениями о генезисе была поставлена задача сравнить минеральный состав хромититов Северного и Южного Саранского массивов, считающихся тектонически разобщенным единым телом [Иванов, 1990]. Представительная коллекция хромититов была отобрана на отвалах рудников Бисертский (девять образцов) и Большой Пестерь (семь образцов).

Хромит образует идиоморфные однородные зерна разного размера. Характерны как массивные агрегаты, так и интерстициальные кластеры, кольца зерен вокруг агрегатов хлорита; иногда периферия зерен замещается хроммагнетитом. В соответствии с современной классификацией [Bosi et al., 2019], хромшпинелид Главного Саранского месторождения $(\text{Fe}_{0.45-0.60}\text{Mg}_{0.45-0.60})(\text{Cr}_{1.20-1.30}\text{Al}_{0.50-0.60}\text{Fe}_{0.15-0.20})\text{O}_4$ и Южного Сарановского массива $(\text{Fe}_{0.45-0.50}\text{Mg}_{0.0-0.58})(\text{Cr}_{1.00-1.30}\text{Al}_{0.45-0.50}\text{Fe}_{0.15-0.40})\text{O}_4$ относится к хромит-магнезиохромиту.

Хромит содержит включения, наиболее крупные из которых с апофизами сложены амфиболами (эденит, протоантофиллит, антофиллит и магнезиогастингсит), хромсодержащим

хлоритом, альбитом, аспидолитом, хромовым глаголевитом и флогопитом, апатитом и хлорапатитом, оливином, доломитом, диопсидом, жадеитом, ильменитом, магнезитом, миллеритом, пентландитом, псиломеланом, рутилом, серпентином, титанитом, хроммагнетитом, цирконом.

Трещины в хромите выполняют хромсодержащий хлорит и серпентин. Интерстиции зерен хромита и вышеупомянутые агрегаты слагаются, в основном, хлоритом, в том числе с примесью хрома, серпентином. Встречаются титанит, высокохромистый ксеноморфный хромит с содержанием Cr_2O_3 до 64 % и FeO до 30 %, рутил, ильменит, апатит (иногда со Sr), хроммагнетит, пентландит, магнезит, смесь гетита и брусита. Наиболее распространенный сульфид, миллерит, замещается вторичными силикатами никеля. При изучении образцов не обнаружены минералы платиновой группы, широко развитые на Главном Сарановском месторождении [Кислов, Каменецкий, 2021; Кислов и др., 2021].

Магнезиальность ($\text{MgO}/\text{FeO}+\text{MgO}$) основной части хромшпинели хромититов Главного Саранского месторождения составляет 0.40–0.65. Хромититы Южного массива отличаются пониженной магнезиальностью: 0.35–0.60. Хромистость ($\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3$) хромшпинели хромититов Главного Саранского месторождения составляет 0.5–0.9, Южного массива – 0.6–0.9 (рис. 1). На дискриминационной диаграмме (рис. 2) большинство составов хромшпинелей попадает в поля расслоенных интрузивов и офиолитов, но при этом примерно половина анализов Южного массива находится за пределами поля расслоенных интрузивов, офиолитов или концентрически-зональных комплексов, отклонившись в сторону Fe^{3+} .

Хромиты двух массивов различаются по содержанию Fe^{3+} . Это свидетельствует о том, что хромшпинелиды в Южном массиве претерпели больший метаморфизм, а также о различии Северного и Южного Сарановских массивов, хотя ранее они считались тектонически разобренным единым интрузивом [Иванов, 1990]. В то же время полученные данные по разнообразию минералов во включениях в хромите и в интерстициальном парагенезисе, а также попадание в поле офиолитов (рис. 2), не противоречат выводам об офиолитовой природе сарановского комплекса и гидротермальном происхождении хромититов [Кислов, Каменецкий, 2021; Кислов и др., 2021].

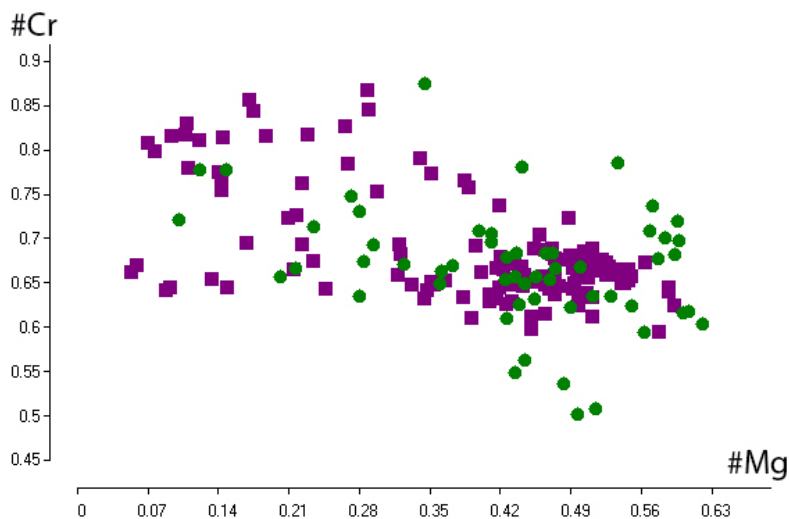


Рис. 1. Отношение Cr/Mg в хромшпинелидах Северного Сарановского (кружки) и Южного (квадраты) массивов.

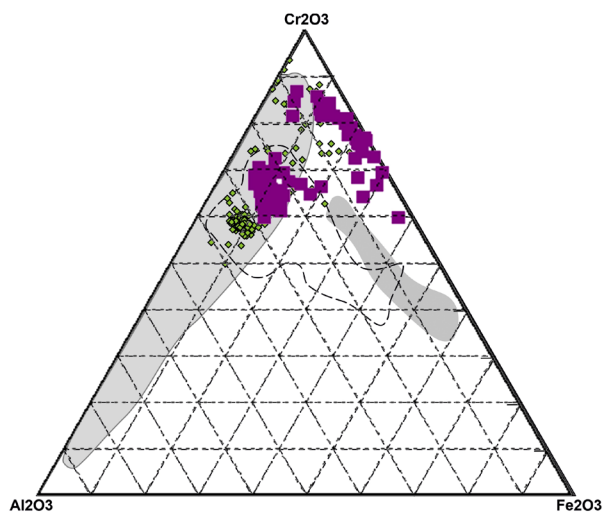


Рис. 2. Составы хромшпинелидов Северного Сарановского (ромбы) и Южного (квадраты) массивов на тройной диаграмме.

Литература

- Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
- Иванов О.К. Минералогия Сарановского хромитового месторождения, Урал // Минералогический альманах. 2016. Т. 21. Вып. 2. 128 с.
- Кизилев Г.И. Структура и перспективная рудоносность месторождений хромитов Сарановской группы // Разведка и охрана недр. 1986. № 7. С. 11–15.
- Кизилев Г.И. Квазистратиформное строение Сарановского хромитового месторождения // Доклады АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 682–684.
- Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Белоусова Е.А. Хромититы Главного Сарановского месторождения, Пермский край: состав и генезис // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2021. Вып. 24. С. 95–102.
- Кислов Е.В., Каменецкий В.С. Хромититы Главного Сарановского месторождения, Пермский край: минеральный состав и генезис // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН, 2021. С. 27–31.
- Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // European Journal of Mineralogy. 2019. Vol. 31. P. 183–192.

О.Ю. Плотинская

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

Порфирово-эпитермальные системы Урала: минералы-индикаторы, эволюция и источники вещества

О. Yu. Plotinskaya

*Institute of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

Porphyry-epithermal systems of the Urals: mineral indicators, evolution, and matter sources

Abstract. The paper describes the key features of porphyry and porphyry-related (skarn and epithermal) deposits of the Urals.

В островодужных террейнах Урала имеется полный спектр разновозрастных Cu-, Au- и Mo-порфировых месторождений [Грабежев, Белгородский, 1992], а также связанные с порфировыми системами Au-Ag эпитермальные и Cu-скарновые месторождения. Они образовались в различных геотектонических обстановках: субдукции, аккреции и коллизии дуга-континент, а также жесткой коллизии континент-континент. Они приурочены к трем мегазонам Урала: Восточно-Уральской, Магнитогорской и Зауральской [Puchkov, 2017; Plotinskaya et al., 2017b].

Рудоносные интрузии в каждом из вулканогенных зон эволюционируют от известково-щелочных габбро-диоритов и кварцевых диоритов низкокалиевой серии к умеренно-калиевым диоритам и гранодиоритам и плагиогранодиоритам, а затем – к субщелочным высококалиевым кварцевым монцонитам и граносиенитам; эта эволюция сопровождается увеличением содержаний R3Э, Rb, Sr, Ta, Nb и отношения La_n/Yb_n [Plotinskaya et al., 2017b].

Результаты изучения изотопного состава Pb порфирово-эпитермальных рудообразующих систем (ПЭРС) Урала свидетельствуют об участии в их генезисе разных по геохимическому типу источников вещества. Среди них идентифицируются источники свинца верхнекорового (месторождения Зауральской зоны) и орогенного (месторождения Магнитогорской зоны) типов. При этом устанавливается и общий для всех изученных месторождений мантийный источник вещества. По своим Pb изотопным характеристикам он близок базальтам срединно-океанических хребтов и, по-видимому, представляет собой метасоматически измененную и/или контаминированную коровым веществом астеносферную мантию мантийного клина [Чугаев и др., 2021; Chugaev et al., 2022; Plotinskaya et al., 2017a].

Изучение РТХ-условий на месторождениях Березняковское, Биксизак, Томинское, Михеевское, Талицкое и др. позволило проследить закономерности эволюции температур,

состава и концентрации флюидов при переходе от порфирового к эпитегрмальному этапу. В формировании раннего порфирового этапа месторождений Урала участвовали гетерогенные высокотемпературные (до 550 °C) и высокосолёные (до 35 мас. %) флюиды, содержащие двухвалентные катионы (Mg, Ca) при участии высокоплотной CO₂ с примесями других газов (CO₂, N₂, H₂S, CH₄). Давления были высокими (400–1700 бар). На этом этапе отлагались халькопирит, борнит, молибденит, реже пирит.

В дальнейшем происходило взаимодействие рудообразующих флюидов с вмещающими породами, разбавление их метеорными водами, и характер флюидов менялся. Минерализацию более позднего и менее глубинного эпитегрмального этапа формировали, в основном, гомогенные, относительно низкотемпературные (до 270 °C) слабосолёные (1–10 мас. %-экв. NaCl) Na-хлоридные растворы при давлении, не превышающем 300 бар. Газовая фаза представлена низкоплотным водным флюидом с переменным количеством CO₂. На этом этапе образовалась золото-полиметаллическая минерализация (блеклая руда, галенит, сфалерит, самородное золото, теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, сульфосоли Ag, Cu, Pb, Bi и др.) [Грознова и др., 2015; Плотинская и др., 2009; Plotinskaya et al., 2014].

Изучение типоморфных особенностей молибденита порфировых месторождений показало, что наиболее высокие содержания Re и низкие – W чаще характерны для месторождений, образовавшихся в обстановках океанических островных дуг, тогда как для месторождений, формировавшихся на активной континентальной окраине (Бенкала) и в коллизионных обстановках (Талицкое) содержания Re низкие, а концентрации W повышены. Это позволяет рассматривать молибденит как один из возможных индикаторов геотектонических обстановок формирования Cu- и Mo-порфировых месторождений [Plotinskaya et al., 2018a, 2019].

Изучение пирита из разных уровней ПЭРС при помощи микрозонда и ЛА-ИСП-МС позволило установить, что для пирита порфировых руд характерны высокие содержания Co и Ni и низкие – As, а пирит из субэпитегрмальной минерализации, наоборот, отличается повышенными содержаниями As.

Изучение типоморфных особенностей основных рудных минералов на ПЭРС Урала позволило предложить модель поведения некоторых минералов переменного состава в порфирово-эпитегрмальной системе. Ключевыми элементами данной модели являются следующие закономерности:

1) В высокосульфидизированной (ВС) обстановке в блеклых рудах преобладает изоморфизм Cu → Fe и Te(±Bi) → As, причем последний наиболее характерен для верхних горизонтов, где также встречается изоморфизм S → Se. В промежуточно-сульфидизированной (ПС) обстановке в блеклых рудах преобладает изоморфизм As → Sb и Fe → Zn, а в периферических зонах системы к ним добавляется изоморфизм Ag → Cu [Плотинская и др., 2015; Плотинская, Ковальчук, 2022]. В ПС обстановке для сфалерита характерны вариации содержаний Fe и Mn, тогда как в центре в ВС обстановке содержания Fe и Mn низки за счет высокой fS₂.

2) Установлено зональное распределение минеральных форм Au, Ag, Pb и Bi в пределах ПЭРС на примере Биргильдинско-Томинского рудного узла. На верхних уровнях (Березняковское) преобладают самородный теллур и теллуриды Au и Ag. На более глубинных порфировых уровнях (Калиновское и Биксизак) доминируют сульфиды и сульфосоли Ag и Bi и самородные Au и Ag. Такое распределение контролируется снижением fTe₂ от верхних уровней порфирово-эпитегрмальной системы к нижним, т. е. от Березняковского месторождения к Томинскому, и от ее центральной части к периферии, т. е. от Томинского к Биксизаку. Пробность золота падает от ВС к ПС обстановке (и, соответственно, от ранних ассоциаций к поздним и от центра ПЭРС к ее периферии) [Plotinskaya et al., 2014, 2018б].

Литература

- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 200 с.
- Грознова Е.О., Плотинская О.Ю., Абрамов С.С., Викентьев И.В. Применение флюидных включений для оценки условий формирования рудной минерализации разнотипных месторождений Южного Урала // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 124–128.
- Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. Блеклые руды Cu-(Mo)-порфировых месторождений Урала // Минералогия. 2022. Т. 8. № 3. С. 5–22.
- Плотинская О.Ю., Грабежев А.И., Зелтманн Р. Состав блеклых руд как элемент зональности порфирово-эпитермальной системы (на примере рудопоявления Биксизак, Ю. Урал) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 48–70.
- 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.
- Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А., Новоселов К.А., Зелтманн Р. Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 5. С. 414–443.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Дубинина Е.О., Садасюк А.С., Гареев Б.И., Коссова С.А., Баталин Г.А. Коровый источник Pb и S на золото-порфировом месторождении Юбилейное (Южный Урал, Казахстан): высокоточные Pb–Pb и $\delta^{34}\text{S}$ данные // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 3. С. 195–206.
- Chugaev A.V., Plotinskaya O.Yu., Dubinina E.O., Stepanov S.Yu., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Chizhova J.N., Bondar D.B., Abramova V.D. Mixed crustal-mantle source of porphyry Cu-Mo deposits of the Urals: pyrite trace element geochemistry and Pb–S isotope data // Journal of Geochemical exploration. 2022. Vol. 242. № 107075.
- Plotinskaya O.Y., Chugaev A.V., Seltmann R. Lead isotope systematics of porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Ore Geology Reviews. 2017a. Vol. 85. P. 204–215.
- Plotinskaya O.Y., 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. Part B. P. 910–931.
- 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. 2017b. Vol. 85. P. 153–173.
- 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. 2018a. Vol. 82 (S1). P. S281–S306.
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting // Ore Geology Reviews. 2018b. Vol. 94. P. 239–260.
- Plotinskaya O.Y., Shilovskikh V.V., Najorka J., Kovalchuk E.V., Seltmann R., Spratt J. Grain-scale distribution of molybdenite polytypes versus rhenium contents: μXRD and EBSD data // Mineralogical Magazine. 2019. Vol. 83. P. 639–644.
- Puchkov V.N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 4–29.

С.В. Берзин¹, С.В. Петров², Д.Л. Конопелько², В.С. Червяковский¹
¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
sbersin@yandex.ru

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

Геохимические особенности циркона, апатита и титанита из гранитоидов северо-восточной части п-ва Таймыр и перспективы выявления связанного порфирового оруденения

S.V. Berzin¹, S.V. Petrov², D.L. Konopelko², V.S. Chervyakovskiy¹
¹ – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia
² – St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Geochemical features of zircon, apatite and titanite from granit plutons of the northeast Taimyr Peninsula and prospects for related porphyry mineralization

Abstract. Zircon, apatite, and titanite from the Late Paleozoic-Early Mesozoic granite plutons of the northeast Taimyr Peninsula are studied by LA-ICP-MS. The formation conditions of granite melts (temperature, oxygen fugacity) are evaluated. The compositions of minerals are compared with indicators of porphyry mineralization. As a result of the study, the granite plutons are ranked according to favorable formation of related Cu-Au-Mo-porphyry mineralization.

Интерес к поискам и разведке Cu-Au-Mo порфирового оруденения обусловлен ростом промышленного спроса на медь и прогнозируемым дефицитом этого металла в среднесрочной перспективе. В последние годы при поисках порфирового оруденения все чаще используются подходы, основанные на изучении минералов-индикаторов гранитов для определения обстановок кристаллизации и эволюции гранитных расплавов (окисленности, флюидонасыщенности и т. д.). Однако массивы гранитоидов полуострова Таймыр в большинстве своем характеризуются крайне слабой изученностью, как правило, без применения современных методов исследований [Проскурнин и др., 2021]. Задачей данной работы является изучение геохимических особенностей акцессорных минералов позднепалеозойских–раннемезозойских гранитоидов северной части п-ова Таймыр с целью определения условий кристаллизации расплавов и ранжирования массивов по степени перспективности на медно-порфировые рудно-магматические комплексы на основании критериев рудоносности.

Были изучены циркон, апатит и титанит из гранитоидов Пекинского, Дорожнинского, Тесемского, Кристифенсенского, Симсовского и Широкинского массивов. Содержания элементов в минералах определено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) на NexION 300S с приставкой NWR 213 в ЦКП Геоаналитик (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) по методике [Зайцева и др., 2016]. В цирконах для анализа выбирались участки кристаллов с тонкой «осцилляторной» зональностью, соответствующие «магматическим» цирконам [Hoskin, 2005].

По содержанию Ti в цирконе была рассчитана температура кристаллизации по термометру [Watson et al., 2006]. Средние температуры для проб из Дорожнинского, Пекинского, Широкинского и Тесемского массивов находятся в диапазоне 637–738 °С, характерном для фертильных гранитоидов, в то время как средние температуры для Кристифенсенского и Симсовского массивов существенно выше данного диапазона. Цериевая и отчасти европиевая аномалии на спектре РЗЭ в цирконах традиционно рассматриваются как индикаторы окислительно-восстановительного состояния расплавов, причем вместо отношения $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ чаще рассматривается более точно определяемое отношение $(\text{Ce}/\text{Nd})_n$. На диаграмме $(\text{Ce}/\text{Nd})_n$

$n/Y-10000 \times (Eu/Eu^*)Y$ для циркона с полями составов по [Lu et al., 2016; Pizarro et al., 2020] большая часть анализов из изученных массивов располагается в поле составов фертильных интрузивов. Для Дорожнинского, Пекинского и Широкинского массивов среднее ΔFMQ по геофугометру [Loucks et al., 2020] составило 1.7–2.1, для Кристифенсенского и Тесемского массивов – 0.6–0.9, для пробы из Симсовского массива – 0.1.

Окислительно-восстановительное состояние магмы по содержанию Mn в апатите по [Miles et al., 2014] в изученных пробах гранитоидов оценено в диапазоне $\log fO_2$ от –10 до –12. Содержание SO_3 в апатите из всех проб составляет 0.10–0.20 мас. %, Cl – 0.03–0.59 мас. %, что соответствует апатиту из гранитных интрузивов, связанных с медно-порфировой минерализацией по [Pan et al., 2020]. На диаграммах $Eu/Eu^*-(La/Yb)_n$, $Sr/Y-Eu/Eu^*$ и $Sr/Y-(La/Yb)_n$ апатит практически из всех изученных проб попадает в поле составов адакитовых гранитов по [Pan et al., 2020], кроме пробы Д2 и, частично, Д3 из Дорожнинского массива, а также части анализов проб П2 и П3 из Пекинского массива. По соотношению $(Eu/Eu^*)_n$ и содержанию Sr большая часть проб из Пекинского, Дорожнинского, Тесемского, Кристифенсенского и Широкинского массивов относится к массивам с медно-порфировым оруденением [Cao et al., 2012; Zafar et al., 2020]. Апатит из пробы Д2 (Дорожнинский массив) соответствует таковому, связанному с Mo-W типом оруденения, за счет низкого содержания Sr (170–190 г/т).

Титанит характеризуется низким отношением $Fe/Al_{ат.}$ (0.6–1.2), что указывает на его магматическое (не гидротермальное) происхождение [Cao et al., 2015]. По характеру распределения РЗЭ и высокозарядных элементов (Zr, Hf, Nb и Ta) титанит из Пекинского, Дорожнинского, Тесемского и Кристифенсенского массивов (кроме пробы Т3) близок к титаниту из гранитоидов, с которыми связано Cu-Au-Mo-порфировое оруденение [Xu et al., 2015].

Таким образом, по целому ряду индикаторных отношений примесных элементов в цирконе, апатите и титаните можно сделать предварительные выводы об определенной близости изученных массивов гранитоидов массивам, продуктивным на Cu-Au-Mo порфировое оруденение. Окислительно-восстановительные условия в гранитных магмах, оцененные по вхождению переменного-валентных элементов в структуру циркона и апатита, указывают на формирование гранитоидов Дорожнинского (кроме пробы Д2), Пекинского и Широкинского массивов из наиболее окисленных расплавов, что является признаком фертильности гранитоидов, в благоприятном диапазоне температур. Породы Кристифенсенского и Тесемского массивов кристаллизовались из менее окисленной магмы, при этом для Кристифенсенского массива получены неблагоприятно высокие значения температуры. Для Симсовского массива получены наименее благоприятные показатели и по температуре, и по фугитивности кислорода.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00283).

Литература

Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. U-Pb-датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой NexION300S и приставки для лазерной абляции NWR213 // Аналитика и контроль. 2016. Вып. 20. № 4. С. 294–306.

Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Романов А.П., Курбатов И.И., Гагриш А.В., Проскурнина М.А. Центральнo-Арктический золотосодержащий медно-молибден-порфировый пояс // Региональная геология и металлогения. 2021. № 85. С. 31–49.

Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E.Y., Liu Y. Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from C. Kazakhstan: implications for petrogenesis and mineralization // Resource Geology. 2012. Vol. 62. P. 63–83.

Cao M., Qin K., Li G., Evans N.J., Jin L. In situ LA-(MC)-ICP-MS trace element and Nd isotopic compositions and genesis of polygenetic titanite from the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, Western Junggar, NW China // Ore Geology Reviews. 2015. Vol. 65. P. 940–954.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Vol. 69. P. 637–648.

Loucks R.R., Fiorentini M.L., Henríquez G.J. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon // *Journal of Petrology*. 2020. Vol. 61. No. 3. ega034.

Lu Y.-J., Loucks R.R., Fiorentini M., McCuaig T.C., Evans N.J., Yang Z.-M., Hou Z.-Q., Kirkland C.L., Parra-Avila L.A., Kobussen A. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits // *Society of Economic Geologists Special Publication*. 2016. Vol. 19. P. 329–347.

Miles A.J., Graham C.M., Hawkesworth C.J., Gillespie M.R., Hinton R.W., Bromiley G.D. Apatite: a new redox proxy for silicic magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2014. Vol. 132. P. 101–119.

Pan L.-C., Hu R.-Z., Bi X.-W., Wang Y., Yan J. Evaluating magmatic fertility of Paleo-Tethyan granitoids in eastern Tibet using apatite chemical composition and Nd isotope // *Ore Geology Reviews*. 2020. Vol. 127. #103757.

Pizarro H., Campos E., Bouzari F., Rousse S., Bissig T., Gregoire M., Riquelme R. Porphyry indicator zircons (PIZs): Application to exploration of porphyry copper deposits // *Ore Geology Reviews*. 2020. Vol. 126. P. 1–18.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

Xu L., Bi X., Hu R., Tang Y., Wang X., Xu Y. LA-ICP-MS mineral chemistry of titanite and the geological implications for exploration of porphyry Cu deposits in the Jinshajiang – Red River alkaline igneous belt, SW China // *Mineralogy and Petrology*. 2015. Vol. 109. P. 181–200.

Zafar T., Rehman H.U., Mahar M.A., Alam M., Oyebamiji A., Rehman S.U., Leng C.B. A critical review on petrogenetic, metallogenic and geodynamic implications of granitic rocks exposed in north and east China: New insights from apatite geochemistry // *Journal of Geodynamics*. 2020. Vol. 136. #101723.

Е.В. Шенель

*Институт минералогии ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс, Россия
liena-safina@mail.ru*

**Геохимические особенности верхнепермских медистых песчаников
Южно-Пермской площади Западного Предуралья**
(научный руководитель к.г.-м.н. Н.Р. Аюпова)

E.V. Shepel

Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

**Geochemical features of the Upper Permian copper sandstones
of the South Perm area of the Western Cis-Urals**

Abstract. The results of mineralogical and geochemical studies of Permian copper sandstones from Western Cis-Urals are presented. Sandstones consist of detrital quartz and feldspars, chloritized volcanic rocks and quartzite clasts, which are emplaced in micaceous-carbonate matrix. The $\delta^{13}\text{C}$ values of calcite vary from -5.34 to -18.00 ‰. Zircon, apatite, titanite, epidote, chromite, ilmenite, and barite are rare minerals. Chalcopyrite in assemblages with bornite, covellite, chalcocite and bornite are the major copper minerals. A malachite rim with inclusions of brochantite, chrysocolla, mottramite, and acantite is related to supergene processes. Pyrite framboids associated with plant organic matter are observed in micaceous-carbonate matrix. The sandstones are characterized by high contents (wt. %) of SiO_2 (42.40–55.46) and CaO (9.36–21.84), low contents of Al_2O_3 (0.35–0.48), MgO (1.74–2.84) and FeO (0.74–1.24), and highly variable contents (ppm) of U (5.68–22.1), V (69.8–110), B (10.9–78.0), Zr (37.2–56.7), Cr (52.7–77.4), Ni (54.4–97.7), Zn (33.0–57.1), As (3.99–40.3), Mo (0.34–57.6), Pb (8.54–29.9), Sr (267–328), Ba (277–656) and Ag (1–11.73).

На территории России основным ареалом распространения многочисленных рудопроявлений меди пермского возраста служат структуры Предуральского прогиба [Лурье, 1988; Контарь, 2013]. Площади распространения меденосных песчаников известны давно, а исследование и эксплуатация их продолжалась до XIX в., но в связи с отсутствием крупных скоплений и низкими содержаниями меди их изучение на долгое время было приостановлено. Благодаря возобновлению поисково-оценочных работ на площадях развития медистых песчаников в последнее время актуально их детальное минералого-геохимическое изучение [Государственный..., 2021].

Наиболее обширными выходами (от 15 до 30 км), большой мощностью (до 220 м) и более высокими содержаниями меди (до 20 %) характеризуются песчаники Южно-Пермской площади (Пермская группа месторождений), залегающие в пределах Бымско-Кунгурской моноклинали [Харитонов, 2011]. Медное оруденение здесь приурочено к песчано-глинистым отложениям шешминской свиты уфимского яруса приуральского отдела пермской системы [Лурье, 1988; Контарь, 2013]. В данной работе рассмотрены минералого-геохимические особенности сероцветных песчаников, обнажающихся в ~2 км западнее с. Бым (Кунгурский район, Пермский край, координаты 57°25'27'' с.ш., 56°18'12'' в.д.) в ЮЗ части Южно-Пермской площади. Все исследования проведены в ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс. Оптико-микроскопическое изучение шлифов и аншлифов песчаников проводилось на микроскопе Olympus BX51 с цифровой фотокамерой Olympus DP12. Для определения химического состава песчаников были подготовлены 6 проб из различных слоев. Содержания породообразующих компонентов определены силикатным анализом. Содержания элементов-примесей (47 эл.) изучены методом ИСП-МС на спектрометре ICP-MS Agilent 7700x (Япония) путем кислотного разложения образцов растертой породы на плитке (аналитик К.А. Филиппова). Содержание Au определено экстракционно-атомно-абсорбционным методом с органическими сульфидами, а Ag – пламенным атомно-абсорбционным методом. Изотопный состав углерода проанализирован на масс-спектрометре Delta^{Plus} Advantage Thermo Finnigan, сопряженном с элементным анализатором EA Flash1112 интерфейсом ConFlo III (аналитик С.А. Садыков). Точность измерения величины $\delta^{13}\text{C} \pm 0.12 \text{ ‰}$, PDB. В качестве лабораторного стандарта использовался NBS 19 (TS-limestone).

Песчаники субгоризонтальной и косослоистой текстуры зеленоватого, серовато-зеленоватого цвета с многочисленными остатками непрозрачных минерализованных тканей растений характеризуются мелко- среднезернистой псаммитовой структурой. Основными компонентами песчаников являются обломочные зерна кварца и полевых шпатов, редко – хлоритизированные обломки вулканитов и кварцитов, сцементированные слюдисто-карбонатным цементом. Наблюдается широкое развитие хлорит-слюдистого материала по полевым шпатам. Акцессорные минералы включают эпидот, циркон, апатит, титанит, хромит, ильменит и барит. Медная минерализация представлена ксеноморфными выделениями халькопирита в тесной ассоциации с борнитом, ковеллином, халькозином. Вокруг агрегатов халькозина и ковеллина присутствует кайма малахита с тончайшими включениями брошантита, хризоколлы, моттрамита, в единичных случаях акантита. Кроме того, моттрамит образует изометричные и прожилковые выделения размером 20–25 мкм в глинисто-карбонатной основной массе. Пирит в песчаниках наблюдается в виде отдельных фрамбоидов (диаметр 10–40 мкм) и их скоплений в ассоциации с углеродистым веществом. Часто фрамбоиды пирита замещены окси-гидроксидами железа либо вторичными сульфидами меди.

В химическом составе песчаников содержания породообразующих оксидов варьируют незначительно (мас. %): SiO_2 42.40–55.46, Fe_2O_3 1.66–3.57, FeO 0.74–1.24, MgO 1.74–2.84, Na_2O 2.35–3.05, K_2O 1.16–1.49, TiO_2 0.35–0.48, Al_2O_3 0.35–0.48, MnO 0.16–0.24, P_2O_5 0.12–0.15. Содержание CaO в песчаниках изменяется от 9.36 до 21.84 мас. % в зависимости от коли-

чества цементирующего карбонатного материала, который характеризуется отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -5.34 до -18.00 ‰. Содержание CuO в песчаниках достигает 8.34 мас. %.

В песчаниках установлены варьирующие содержания элементов-примесей (г/т) Sr 52.7–77.4, Ni 54.4–97.7, Zn 33.0–57.1, As 3.99–40.3, Mo 0.34–57.6, Sb 0.38–9.14, Pb 8.54–29.9, U 5.68–22.1, V 69.8–110, B 10.9–78.0, Zr 37.2–56.7. Аномально высокие содержания отмечаются для Sr (267–328 г/т) и Ba (277–656 г/т). Низкие концентрации характерны для Be (0.55–0.81), Nb (1.74–2.70), Cs (0.62–0.90), Tl (0.13–2.77), Th (1.90–2.77). Содержание Au в медистых песчаниках находится в пределах <0.2 г/т, а Ag – достигает 11.73 г/т.

Для песчаников характерны повышенные содержания PЗЭ – 69.76–98.87 г/т. В спектре распределения PЗЭ (нормированы на континентальную кору) наблюдается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми: ($\sum \text{ЛРЗЭ} / \sum \text{ТРЗЭ} = 6.66\text{--}10.24$), отсутствие Eu аномалии (0.92–1.04) и отрицательная Ce аномалия (0.65–0.77) ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_\text{N} / (\text{Sm}_\text{N} * \text{Gd}_\text{N})^{1/2}$; $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_\text{N} / (\text{La}_\text{N} + \text{Nd}_\text{N})^{1/2}$ [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]).

Песчаники, состоящие из детритовых минералов и концентрировавшие аутигенные минералы, сформировались в дельтовых и прибрежно-морских условиях [Лурье, 1988]. Высокие содержания SiO_2 и крайне низкие концентрации Al_2O_3 , MgO и FeO отражают преобладание кварцевых зерен в составе песчаников и присутствие незначительного количества полевых шпатов и слюдяного материала. Повышенные содержания Na_2O по сравнению с K_2O свидетельствуют о преобладании плагиоклазов над калиевыми полевыми шпатами. Относительно высокие содержания CaO в породах объясняются наличием карбонатного цемента в песчаниках. Наличие TiO_2 , P_2O_5 , Zr , Sr в песчаниках связаны с присутствием детритовых минералов (титанит, рутил, апатит, хромит, циркон). Высокие содержания Ba и Sr объясняются присутствием аутигенных кристаллов барита, содержащего Sr (до 4.43 мас. %). Элементы халькофильной группы As , Mo , Cd , Co и Ni , вероятно, входят в состав медьсодержащих минералов. Аккумуляция V в виде аутигенного моттрамита ($\text{CuPb}(\text{VO}_4)(\text{OH})$) может быть обусловлена разложением органического вещества растительного происхождения. Повышенные содержания B в песчаниках указывают на его привнос из нижележащих соликамских или кунгурских отложений, представленных соляно-мергельными и терригенно-карбонатными толщами [Чайковский и др., 2010]. Обогащение легкими PЗЭ относительно тяжелых объясняется тем, что обломочный материал в процессе осадкообразования в прибрежно-морских условиях обогащается легкими лантаноидами [Sholkovitz, 1990].

Легкий изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ PDB карбонатного цемента в медистых песчаниках сопоставим с таковым в первично-осадочных карбонатах нижнепермских эвапоритов Пермского Прикамья ($\delta^{13}\text{C}$ от -6.0 до 7.5 ‰ PDB) [Калинина, Чайковский, 2015]. Учитывая то, что легкие значения изотопного состава углерода характерны для пресноводных карбонатов $\delta^{13}\text{C}$ (-5.0 до -15.0 ‰) и наземных растений (-6 до -19 ‰) [Юдович, Кетрис, 2010], можно предполагать влияние на осадки в бассейне седиментации поверхностных вод с изотопно-легким составом углерода, насыщенных растворенной почвенной углекислотой, а также разложение органического вещества растительного происхождения при их формировании [Фор, 1989; Калинина, Чайковский, 2015].

Работа выполнена по бюджетной теме ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (№ 122031600292-6). Автор благодарен за научное руководство и консультации руководителю работы к.г.-м.н. Н.Р. Аюповой и сотрудникам ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН к.г.-м.н. К.А. Филипповой и к.г.-м.н. С.А. Садыкову за аналитические работы.

Литература

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2020 году. ФГБУ «ВНИГНИ», ФГБУ «Гидроспецгеология», ФГБУ «ЦНИГРИ», 2021. 570 с.

Калинина Т.А., Чайковский И.И. Изотопия (^{13}C , ^{18}C) карбонатов нижнепермских эвапоритов пермского Прикамья и их продуктов гипергенного изменения // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2015. Т. 5. С. 14–25.

Контарь Б.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: УГГУ, 2013. 199 с.

Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. Москва: Наука, 1988. 182 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция: пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Харитонов Т.В. Медеплавильные заводы Пермского края. Пермь, 2011. 43 с.

Чайковский И.И., Чиркова Е.П., Кадебская О.И., Назарова У.В., Сиразетдинов А.Т. Бораты в эвапоритовых толщах Прикамья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2010. Т. 13. С. 91–98.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Соотношения изотопов углерода в стратиффере и биосфере: четыре сценария // Биосфера. 2010. Т. 2. № 2. С. 231–246.

Sholkovitz E.R. Rare-earth elements in marine sediments and geochemical standards // Chemical Geology. 1990. Vol. 88. P. 333–347.

А.В. Корякина¹, О.Ю. Плотинская²

¹ – Московский государственный университет, г. Москва, Россия
anna8691koryakina@yandex.ru

² – Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва, Россия

Особенности минерального состава пород и руд Тарутинского медного месторождения (Южный Урал)

A.V. Koryakina¹, O.Yu. Plotinskaya²

¹ – Moscow State University, Moscow, Russia

² – Institute of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

Peculiarities of mineral and ore composition of the Tarutino copper deposit (Southern Urals)

Abstract. The Tarutino skarn copper deposit is located 200 km south of the town of Chelyabinsk. We studied the composition and textures of minerals from boreholes nos. 506 and 3712. The garnet crystals in samples from both drill holes are euhedral and represent andradite with variable amounts of a grossular end-member; garnet from borehole 506 is intensely replaced by late minerals. Samples from both boreholes contain epidote with variable amounts of a zoisite end-member. Epidote from borehole 506 is richer in Al. Two chlorite generations are recognized: 1) chlorite after garnet and 2) chlorite formed in quartz and carbonate veins around ore minerals.

Тарутинское месторождение меди находится в 220 км к югу от г. Челябинска, расположено на южном контакте Южно-Карамысовского массива диоритов и плагиогранитов и вулканогенно-осадочной катенинской толщи силурийско-девонского возраста. Скарновые зоны сформировались по останцам мраморов и вмещающих их гранитоидов и состоят из мелких

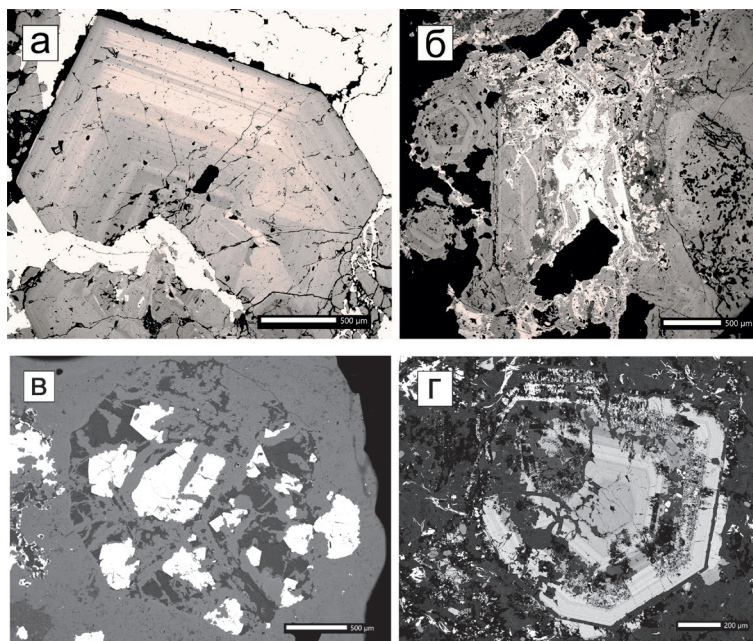


Рис. 1. Гранат с осцилляторной (а) и мозаичной (б) зональностью в обратно-рассеянных электро-нах из скв. 3712; в – псевдоморфоза по гранату; г – гранат, замещенный на 50 % кварцем, хлоритом и карбонатом в обратно рассеянных электронах из скв. 506.

скарновых тел мощностью от 1–28 м и длиной 50–100 м [Грабежев и др., 2002]. Утвержденные балансовые запасы медной руды – 4583 млн т, Cu – 63.7 тыс. т [<https://www.rosnedra.gov.ru>].

Целью работы стало исследование минерального состава метасоматитов и руд Тару-тинского медно-скарнового месторождения. Несколько образцов скважин 3712 и 506 были изучены на электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания, аналитик Н.Н. Коротаева). Основной задачей было сравнить особенности состава скарновых минералов в двух изученных скважинах.

В образцах скв. 3712 встречаются 1) идиоморфные кристаллы граната с ярко выраженной зональностью: ксеноморфные ядра и гидратированная периферия с осцилляторной зональностью (рис. 1а); 2) ксеноморфные зерна граната с мозаичной зональностью (рис. 1б). Зерна граната из скв. 3712 растресканы и растащены; по трещинам развиваются карбонат, кварц, хлориты, эпидоты, а также рудные минералы. В образцах скв. 506 встречаются кристаллы граната светло-медового цвета на просвет с осцилляторной зональностью, аналогичные типу 1 из скв. 3712. В отличие от скв. 3712 все кристаллы сильнее замещены поздними минералами вплоть до образования псевдоморфоз (рис. 1в, г).

Установлены отличия в составе и структуре эпидота из эпидотового скарна скв. 3712 и эпидотового скарна из скв. 506. В обр. Таг-506-127 зерна эпидота, в основном, ксеноморфны и характеризуются мозаичной зональностью (рис. 2а). Также встречаются гипидиоморфные кристаллы таблитчатой формы с ростовой зональностью. В обр. Таг-3712-209.8 кристаллы эпидота гипидиоморфные, вытянутой и таблитчатой формы, встречаются кристаллы с ростовой зональностью (рис. 2б), при этом их центральная часть имеет мозаичную зональность, а, значит, была подвергнута процессам перекристаллизации.

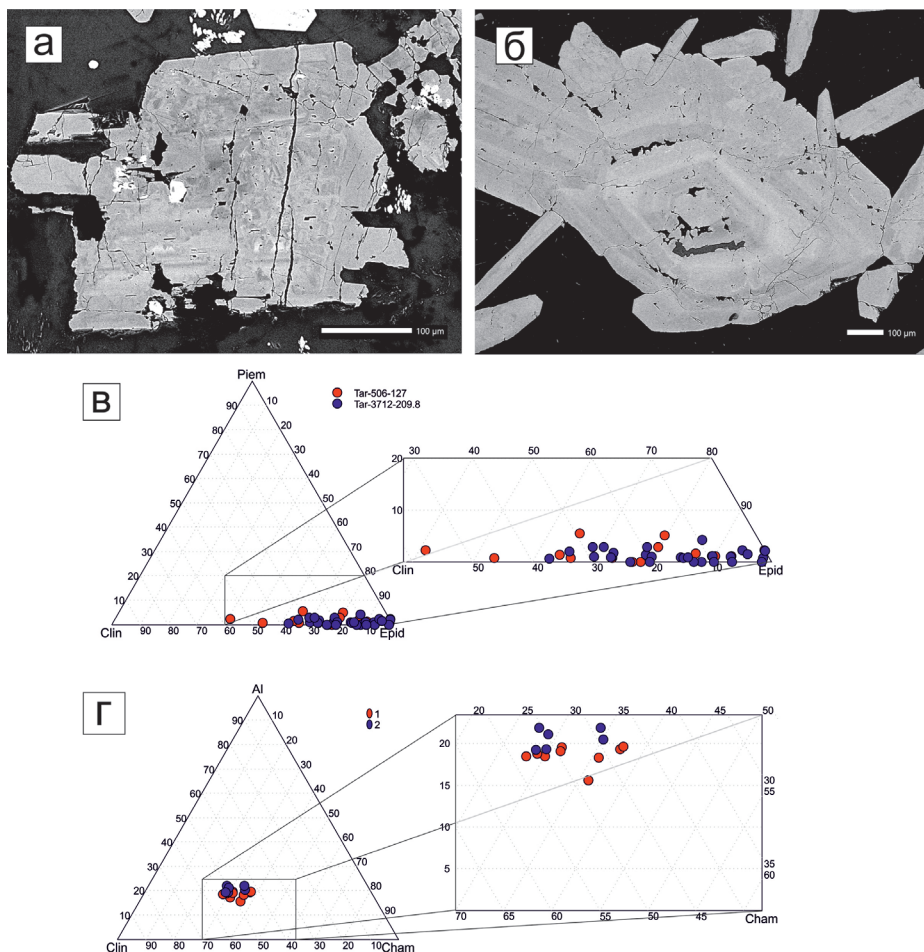


Рис. 2. Эпидот с мозаичной (а) и ростовой (б) зональностью в обратно рассеянных электронах из скв. 506 и 3712; в – состав эпидота из обр. Tar-3712-209.8 и Tar-506-127; г – состав хлоритов двух выделенных групп скв. Tar-3712 и Tar-506.

По составу все изученные эпидоты отвечают ряду эпидот-цоизит, однако составы эпидота из скв. 506 смещены в сторону цоизитового минала и изменяются от Zo_6 до Zo_{46} с 1–5 % пьемонтитового минала. В обр. Tar-3712-209.8 составы меняются от Zo_1 до Zo_{31} , а количество пьемонтитового минала составляет только 1–2 % (рис. 2в).

Выделено две группы хлоритов, отличающихся по генезису. Хлорит первой группы встречен в обеих скважинах в виде включений в гранате или зерен, полностью заместивших гранат. Хлорит второй группы с ярко выраженной зональностью развивается в карбонатных прожилках вокруг зерен рудных минералов. Состав хлоритов отвечает ряду клинохлор-шамозит и изменяется от Sm_{27} до Sm_{37} , при этом хлорит второй группы обогащен Al (рис. 2г). По составу хлоритов были рассчитаны температуры их образования [Котельников, 2012]. Для первой группы температуры составили 230–240 °C, для второй – 235–255 °C. С учетом погрешности данного метода, можно сказать, что температуры образования сходны.

Рудные минералы представлены (в порядке убывания) пиритом, халькопиритом, магнетитом, гематитом и сфалеритом. Они встречаются в поздних карбонатных, кварцевых и эпи-

дотовых жилах и прожилках, а также в виде включений в гранатах. Основная часть магнетита образовалась в результате вторичных изменений скарновых тел; гидротермальный процесс завершился отложением пирита и других сульфидов с одновременной сульфидизацией магнетита [Грабежев и др., 2002].

Изученные структуры, а также состав минералов в двух скважинах Тарутинского месторождения позволяют сделать вывод о том, что разные зоны месторождения подвергались вторичным изменениям разной интенсивности, а, соответственно, характеризуются разной проработанностью флюидами. Следовательно, можно говорить не только о продольной, но и о латеральной зональности на Тарутинском месторождении.

Литература

Грабежев А.И., Белгородский Е.А., Сотников В.И., Гмыря В.Г. Скарны Тарутинского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал) // Петрология. 2002. Т. 10. № 1. С. 46–59.

Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4, NZ9001, doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG

<https://www.rosnedra.gov.ru/article/13497.html>, дата обращения 19/02/2022.

Т.В. Светлицкая, П.А. Неволько

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
svt@igm.nsc.ru*

Новые геохимические индикаторы рудоносности гранитоидов, продуктивных на Cu-Mo-Au порфировое и Cu-Au-Fe скарновое оруденение

T.V. Svetlitskaya, P.A. Nevolko

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

New geochemical indicators for the fertility of granitoids promising for Cu-Mo-Au porphyry and Cu-Au-Fe skarn mineralization

Abstract. Based on a comprehensive study of granitoids genetically linked to Cu-Mo-Au (skarn-) porphyry and Cu-Au-Fe skarn deposits in Eastern Transbaikalia (Bystrinsky, Shakhtama, and Kultuma deposits), the whole-rock (Sr/Y)/Y and $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*]$ indicators are proposed for discriminating the barren granitic intrusions and igneous suites promising for Cu-Au-Fe non-porphyry-related skarn and Cu-Mo-Au porphyry-skarn mineralizations. New indicators include the Sr–Y covariances in granites as a geochemical proxy for magmatic water content in their parental melts and the Rb/Sr–FeO relations as a proxy for the shallow-level melt fractionation. The discrimination thresholds of (Sr/Y)/Y and $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*]$ are successfully verified at the corresponding deposit types in the world's fold belts demonstrating that they might be robust whole-rock fertility indicators.

Медь является одним из важнейших металлов «зеленой экономики» и входит в перечень основных видов стратегического минерального сырья Российской Федерации. Основу минерально-сырьевой базы этого металла в мире составляют Cu-Mo порфировые месторождения (более 50 % запасов), которые также являются важнейшими источниками Re и Mo. В России сырьевая база меди исторически обеспечивается за счет сульфидных медно-никелевых, стратиформных (медистые песчаники и сланцы) и колчеданных объектов, однако вклад

Cu порфировых месторождений в общем балансе меди страны также существенный (ок. 20 % запасов) [Якубчук, 2022]. Скарновые Cu-Fe месторождения и в мире, и в России относятся к второстепенным по промышленному значению; их доля не превышает 1.0–1.5 % общих запасов меди [Кривцов и др., 2002].

Ввиду высокой инвестиционной привлекательности порфировых объектов, многие скарновые месторождения меди становятся предметом спекуляций как на научном, так и на ресурсном рынках. Любое предположение о потенциальной порфировой минерализации, которая может быть ассоциирована с рудоносными скарнами, многократно увеличивает экономический потенциал объекта. Наряду с этим, в геологическом сообществе прочно укрепилось убеждение о генетическом родстве между порфировыми и скарновыми месторождениями. Во многом, этому поспособствовала широко известная схема медно-порфировой системы [Sillitoe, 2010], изображающая Cu (Au, Mo, Ag)-скарновые и порфировые месторождения в едином архитектурном плане. Однако на практике многочисленные попытки дискриминировать гранитоиды, генетически связанных с медной скарновой минерализацией, с помощью индикаторов фертильности, предложенных для продуктивных порфировых интрузий, как правило, терпят неудачу. По факту, скарновые месторождения строго контролируются присутствием в разрезе вмещающих карбонатсодержащих отложений и могут быть связаны с различными гидротермальными системами, включая таковые, не связанные с порфирами [Groves et al., 2022].

В работе представлен анализ ранее опубликованных данных по гранитоидным интрузиям Быстринского Cu-Au-Fe порфирово-скарнового, Шахтаминского Mo ± Cu порфирового и Култуминского Cu-Au-Fe скарнового месторождений в Восточном Забайкалье с целью выделения геохимических индикаторов рудоносности гранитоидов, продуцирующих Cu-Au-Fe скарновую минерализацию. Это исследование не рассматривает неоспоримый литологический контроль скарнового оруденения, но фокусируются на отличительных геохимических характеристиках магматических пород, генетически ассоциирующих с минерализацией порфирового и скарнового типа.

Медные скарновые месторождения содержат Cu, Mo, Fe, Au и Ag среди основных и Pb, Zn, W и Bi – среди второстепенных полезных компонентов и подразделяются на связанные и не связанные с порфирами медные скарны [Dawson, Kirkham, 1996]. Продуктивные порфировые интрузии формируют Cu порфировые месторождения в магматических, осадочных и метаморфических толщах и ассоциирующие с порфирами Cu скарны в карбонатсодержащих вмещающих породах. Исследованиями последних десятилетий показано, что эти интрузии характеризуются геохимическими (высокие значения Sr/Y, V/Sc и $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ в гранитоидах) и минеральными (высокие Eu/Eu^* и Dy/Yb отношения в цирконах; повышенные содержания Cl и S в апатите) индикаторами, связанными с высокими водо- и флюидонасыщенностью и окисленностью их расплавов [Richards et al., 2012; Groves et al., 2022]. Используя отмеченные выше критерии, продуктивные порфировые интрузии могут быть уверенно дискриминированы от безрудных. В то же время, для не связанных с порфирами Cu скарновых систем эти критерии не работают, и только высокая/повышенная водонасыщенность родоначальных расплавов может рассматриваться как устойчивый отличительный признак продуктивных гранитоидов [Zhong et al., 2021].

Валовые Sr/Y и $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ значения в гранитоидах являются наиболее широко используемыми геохимическими показателями содержания воды в расплаве [Richards et al., 2012; Lu et al., 2017]. Гранитоиды Быстринского и Култуминского месторождений, ассоциирующие со скарновой минерализацией, не связанной с порфирами, характеризуются Sr/Y отношением 35–80 и $10000 \cdot (Eu/Eu^*)/Y$ значениями 450–1150 (рис. А). Они формируют поле, частично перекрывающееся с полем безрудных гранитоидных интрузий и гранитоидов,

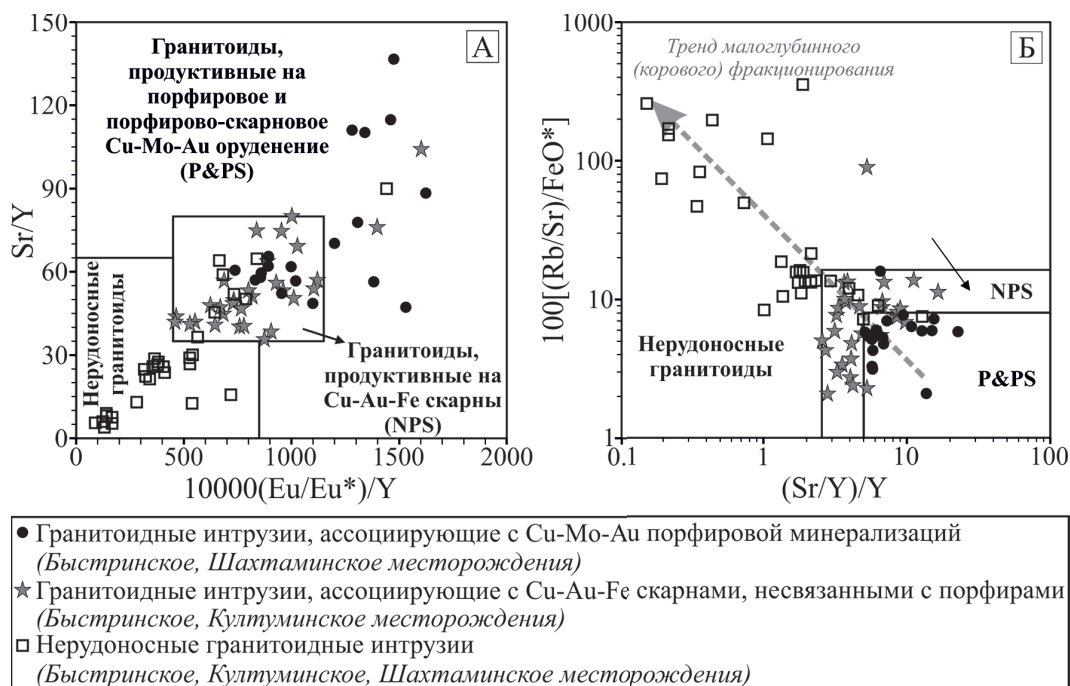


Рис. Геохимические индикаторы рудоносности гранитоидных интрузий скарновых и (скарново-)порфировых месторождений Восточного Забайкалья на диаграммах $Sr/Y-10000 \times (Eu/Eu^*)/Y$ (А) и $100 \times [(Rb/Sr)/FeO^*]-(Sr/Y)/Y$ (Б).

Содержания Rb и Sr – г/г, FeO^* (общее железо) – мас. %. Значение $Eu/Eu^* = Eu_{CN}/\sqrt{Sm_{CN} \times Gd_{CN}}$, где «CN» – содержание элемента, нормированное на хондрит. Составы гранитоидов взяты из [Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022].

связанных с порфировой и порфирово-скарновой минерализацией. Однако валовые Sr/Y и $10000 \times (Eu/Eu^*)/Y$ отношения не всегда контрастно разделяют продуктивные и не продуктивные порфировые магматические пульсы [Nevolko et al., 2021].

Комплексный анализ рудоносных и безрудных интрузий скарновых и порфировых месторождений Восточного Забайкалья (геохимия цирконов и геохимические характеристики гранитоидов Быстринского, Шахтаминского, Култуминского месторождений) [Nevolko et al., 2021; Svetlitskaya, Nevolko, 2022] выявил важную роль фракционной кристаллизации магматических расплавов в генерировании рудной минерализации наряду с исходными содержаниями воды и степенью их окисленности. Установлено, что интрузии, продуктивные на Cu-Mo-Au (скарново-)порфировое оруденение, сформировались из водонасыщенных и окисленных расплавов, испытавших раннее фракционирование амфибола в глубинных магматических камерах. Интрузии, с которыми связано Cu-Au-Fe скарновое оруденение, образованы из водонасыщенных и умеренно/слабо окисленных магм, эволюция которых контролировалась фракционированием амфибола в глубинных и плагиоклаза в малоглубинных магматических камерах. На основании выявленных закономерностей предложены новые валовые $(Sr/Y)/Y$ и $100[(Rb/Sr)/FeO^*]$ отношения для дискриминирования безрудных интрузий от интрузий, перспективных на не связанное с порфирами скарновое оруденение и минерализацию (скарново-)порфирового типа [Svetlitskaya, Nevolko, 2022]. Отношение $(Sr/Y)/Y$ базируется на ко-вариациях Sr и Y в гранитоидах, отражающих содержание воды в расплаве [Richards et al.,

2012]. Значение $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*]$ конвертировано из $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{FeO}^*$ диаграммы в работе [Blevin et al., 1996] и выступает в качестве индикатора степени фракционной кристаллизации расплавов на малоглубинных (коровых) уровнях.

На новой $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*]-(\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y}$ диаграмме (рис. Б) гранитоидные интрузии, связанные с $\text{Cu}-\text{Mo}-\text{Au}$ (скарново-)порфировой минерализацией на Быстринском и Шахтаминском месторождениях, располагаются в поле, ограниченном значениями $(\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y} > 5$ и $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*] < 8$. Гранитоиды, ассоциирующие с не связанными с порфирами $\text{Cu}-\text{Au}-\text{Fe}$ скарнами Быстринского и Култуминского месторождений, располагаются в примыкающем поле, определяемом значениями $2.5 < (\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y} < 5$ при $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*] < 8$ и $(\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y} > 2.5$ при $8 < 100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*] < 17$ (рис. Б). Безрудные гранитоидные интрузии Быстринского и Шахтаминского месторождений характеризуются значениями $(\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y} < 2.5$ и $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*] > 8$. Этот рисунок наглядно демонстрирует, что предложенная $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*]-(\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y}$ диаграмма более четко дискриминирует продуктивные и не продуктивные гранитоидные интрузии, чем $\text{Sr}/\text{Y}-10000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$ диаграмма.

Предложенные пороговые значения валовых $(\text{Sr}/\text{Y})/\text{Y}$ и $100[(\text{Rb}/\text{Sr})/\text{FeO}^*]$ отношений успешно апробированы на скарновых, порфирово-скарновых и порфировых месторождениях в минерализованных поясах по всему миру, свидетельствуя об универсальности новых геохимических индикаторов рудоносности.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

Литература

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Волчков А.Г., Володин Р.Н., Звездов В.С., Минина О.В., Никешин Ю.В. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Медь». Москва: ЦНИГРИ, 2002. 212 с.

Якубчук А.С. Российская меднодобывающая промышленность за 30 лет // Проблемы минерации, экономической геологии и минеральных ресурсов. Научно-литературный альманах. Серия «Смирновский сборник-2022». Москва: ООО «МАКС Пресс», 2022. С. 76–85.

Blevin P.L., Chappell B.W., Allen C.M. Intrusive metallogenic provinces in eastern Australia based on granite source and composition // Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh. 1996. Vol. 87. No. 1–2. P. 281–290.

Dawson K.M., Kirkham R.V. Skarn copper / Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. Geology of Canadian mineral deposit types. Geological Survey of Canada. 1996. No. 8. P. 460–476.

Groves D.I., Santosh M., Müller D., Zhang L., Deng J., Yang L.-Q., Wang Q.-F. Mineral systems: Their advantages in terms of developing holistic genetic models and for target generation in global mineral exploration // Geosystems and Geoenvironment. 2022. Vol. 1. No. 1. 100001.

Lu Y.J., Hou Z.Q., Yang Z.M., Parra-Avila L.A., Fiorentini M.L., McCuaig T.C., Loucks R.R. Terrane-scale porphyry Cu fertility in the Lhasa Terrane, southern Tibet // Geological Survey of Western Australia. 2017. Record 6. P. 95–100.

Nevalko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominykh P.A. Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry $\text{Cu}-\text{Mo}-\text{Au}$ mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 139. Part B. 104532.

Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$ potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan // Economic Geology. 2012. Vol. 107. No. 2. P. 295–332.

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

Svetlitskaya T.V., Nevalko P.A. New whole-rock skarn and porphyry fertility indicators: Insights from $\text{Cu}-\text{Au}-\text{Fe}$ skarn and $\text{Cu}-\text{Mo}-\text{Au}$ porphyry deposits in Eastern Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2022. Vol. 149. 105108.

Zhong S., Li S., Feng C., Liu Y., Santosh M., He S., Qu H., Liu G., Seltnann R., Lai Z., Wang X., Song Y., Zhou J. Porphyry copper and skarn fertility of the northern Qinghai-Tibet Plateau collisional granitoids // Earth-Science Reviews. 2021. Vol. 214. 103524.

Д.Е. Дранишникова

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

*Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет, г. Новосибирск, Россия*

dranishnikovade@igm.nsc.ru

**Оценка потенциальной рудоносности гранитоидов Улантовского массива
(Западный Салаир) на Cu-Мо-порфировую минерализацию**
(научный руководитель к.г.-м.н. Т.В. Светлицкая)

D.E. Dranishnikova

*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia.*

**Evaluation of porphyry Cu-Mo mineralization potential of granitoids of the
Ulantova pluton (Western Salair)**

Abstract. The study reveals the Paleozoic (411–426 Ma) magmatic activity at Salair and for the first time uses new criteria (the water saturation and oxidation of parental melts) for estimation of ore potential of granitoids of the Ulantova pluton. Five intrusion phases are identified at the territory of the pluton. The plagiogranites and plagiogranite porphyries of the last intrusion phase, which are derivatives of weakly fractionated and highly oxidized water-saturated melts, are genetically related to Cu-Mo porphyry mineralization of the pluton.

В настоящее время значительная доля мировых запасов меди сконцентрирована в месторождениях порфирового типа. Помимо меди, эти объекты являются источниками Мо, Re, Au, Ag и других металлов. В зарубежной литературе большое внимание уделяется критериям рудоносности гранитоидов, генетически связанных с порфировой минерализацией. Эти критерии включают геохимические валовые и минеральные индикаторы, базирующиеся на высокой окисленности и водонасыщенности рудогенерирующих расплавов.

Улантовский гранитоидный массив в Западном Салаире представляет собой перспективную площадь, на которой с 2021 г. проводятся поисковые работы на Cu-Мо порфировое оруденение.

Целью работы является оценка потенциальной рудоносности гранитоидов разных фаз внедрения Улантовского массива на Cu-Мо порфировую минерализацию. Для выполнения работы изучены петрография и химический состав (РФА, ИСП-МС) пород Улантовского массива, а также проведено U-Pb ЛА-ИСП-МС датирование цирконов. Фактическим материалом для исследований послужили образцы пород, отобранные из обнажений и горных выработок в пределах массива.

Улантовский гранитоидный массив расположен в Тогучинском районе Новосибирской области, в 118 км на ЮВ от г. Новосибирска, в СЗ части Салаирского кряжа на стыке его со структурой Доронинской впадины. Массив сложен двумя интрузивными фазами: гранодиоритами, тоналитами и кварцевыми диоритами средне-позднекарбонového выдрихинского

**Геохимические характеристики гранитоидов разных фаз внедрения
Улантовского массива**

Фазы внедрения	№ обр.	V/Sc	V/Sc _{calc}	Eu/Eu*	$10^4 \times (Eu/Eu^*)/Y$	Sr/Y	U-Pb возраст цирконов
I	UL-01/1	3.76	4.10	0.6	318.8	9.4	~426 млн лет
	UL-02/1	3.91	2.94	0.4	369.3	11.3	
	UL-02/2	4.21	3.11	0.6	590.7	12.1	
	UL-02/3	4.57	3.25	0.5	488.9	14.2	
	UL-03/4	1.54	2.87	0.5	311.6	5.4	
II	UL-03/1	6.12	9.90	0.9	359.8	26.5	~418 млн лет
III	UL-01/2	4.21	8.27	0.6	156.9	12.1	~414 млн лет
	UL-01/3	3.55	7.15	0.4	86.5	6.3	
IV	UL-04/2	6.01	3.79	0.6	573.0	29.4	~413 млн лет
	UL-07/1	7.51	6.90	0.8	511.3	43.4	
V	UL-04/1	9.63	5.82	1.4	2015.0	89.2	~411 млн лет
	UL-05/1	5.01	4.52	0.8	956.7	68.5	
	UL-06/1	7.70	5.69	1.0	1163.1	76.8	

Примечание. Цветом выделены гранитоиды, потенциально продуктивные на Cu-Мо-порфировое оруденение.

В пределах Улантовского массива были выделены несколько фаз внедрения. Наиболее ранняя I фаза внедрения представлена лейкогранитами с возрастом 426.0 ± 1.7 млн лет (поздний силур). Фаза внедрения II сложена интрузией кварцевых монцонитов (южная часть массива) с возрастом 417.8 ± 1.7 млн лет (ранний девон). Фаза внедрения III представлена дайками кварцевых монцонитов (северо-восточная часть массива) с возрастом 414.1 ± 1.8 млн лет (ранний девон). К IV фазе внедрения относится интрузия гранодиоритов возрастом 412.5 ± 1.7 млн лет, и V фазу составляют интрузии плагиогранитов возрастом 410.7 ± 1.4 млн лет (ранний девон).

Ранее было показано, что гранитоиды, генетически связанные с Cu-Мо ± Au порфировыми месторождениями, происходят из окисленных водонасыщенных слабо фракционированных магм [Richards, 2003, 2011; Chiaradia et al., 2012; Richards et al., 2012; Loucks, 2014; Groves et al., 2022]. Отличительные валовые геохимические характеристики продуктивных гранитоидов включают: (1) высокие содержания Sr (≥ 400 г/т) при низких концентрациях Y (≤ 1 г/т), обеспечивающие высокие отношения Sr/Y (≥ 20); (2) высокие значения $10000 \times (Eu/Eu^*)/Y$ (> 500); (3) высокие значения Eu/Eu* (> 0.8); (4) высокие V/Sc отношения.

Оценка перспективности гранитоидов Улантовского массива на оруденение порфирового типа показала, что породы I–IV фаз внедрения являются производными в разной степени фракционированных и водонасыщенных, но слабоокисленных расплавов (табл.). Подобные интрузии являются неперспективными на Cu-Мо ± Au порфировое оруденение. Биотит-амфиболовые плагиограниты V фазы внедрения, слагающие интрузию в центральной части массива, и плагиогранит-порфиры из даек, секущих лейкограниты I фазы, характеризуются высокими содержаниями Sr (572–667 г/т) при низких Y концентрациях (7.0–8.7 г/т) и высокими значениями отношений Sr/Y (69–89), Eu/Eu* (0.8–1.4) и $10000 \times (Eu/Eu^*)/Y$ (957–2015). Валовые V/Sc отношения (5.0–9.6) в этих породах более высокие, чем ожидаемые (рассчитанные) для их содержаний SiO₂ ($V/Sc_{calc} = 4.5–5.8$) (табл.). Таким образом, биотит-амфиболовые плагиограниты и плагиогранит-порфиры наиболее поздних фаз внедрения являются производными слабофракционированных, высокоокисленных, водонасыщенных расплавов.

В соответствии с геологической практикой, подобные породы являются перспективными на Cu-Mo $\pm$ Au порфировое оруденение.

Таким образом, по результатам проведенного исследования на территории Улантовского гранитоидного массива выявлено пять фаз внедрения, отражающих позднесилурийско-раннедевонский этап магматической активности в регионе. Плагииграниты и плагиигранит-порфиры наиболее поздней фазы показывают геохимические характеристики гранитоидов, потенциально рудоносных на Cu-Mo порфировую минерализацию, предполагая их генетическую связь с Cu-Mo минерализаций в пределах массива.

Литература

- Беляев В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2. Сер. Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин). Геологическая карта дочетвертичных образований, 2000.
- Беляев В.И., Нечаев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2. Сер. Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин). Объяснительная записка, 1999. 135 с.
- Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Гиллесте Дж., Глорие С., Ветров Е.В., Де Граве Й. Силурийский возраст Улантовского диорит-гранитового массива (Северный Салаир) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием. 2018. С. 150–156.
- Жимулев Ф.И., Каргополов С.А., Травин А.В., Прошенкин А.И., Летникова Е.Ф., Степанов А.С., Новиков И.С., Ветров Е.В., Докашенко С.А., Гиллесте Дж. История геологического развития Салаирской складчатой зоны, новые данные о метаморфизме и возрасте магматической активности // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания. 2020. С. 219–223.
- Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В. и др. Минералогия области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны, Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2001. 243 с.
- Chiaradia M., Ulianov A., Kouzmanov K., Beate B. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas? // Scientific Reports. 2012. Vol. 2. #685.
- Groves D.I., Santosh M., Müller D., Zhang L., Deng J., Yang L.-Q., Wang Q.-F. Mineral systems: Their advantages in terms of developing holistic genetic models and for target generation in global mineral exploration // Geosystems and Geoenvironment. 2022. Vol. 1. #100001.
- Loucks R.R. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas // Australian Journal of Earth Sciences. 2014. Vol. 61. P. 5–16.
- Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1515–1533.
- Richards J.P. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits: Just add water // Economic Geology. 2011. Vol. 106. P. 1075–1081.
- Richards J.P., Spell T., Rameh E., Raziq A., Fletcher T. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan // Economic Geology. 2012. Vol. 107 (2). P. 295–332.

**Состав апатита как отражение перспективности магматических пород
шахтаминского комплекса на порфировое Cu-Mo-Au оруденение,
Восточное Забайкалье**

(научный руководитель к.г.-м.н. П.А. Неволько)

V.S. Vesnin

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Composition of apatite of igneous rocks of the Shakhtama complex as a proxy for
porphyry Cu-Mo-Au mineralization, Eastern Transbaikalia**

Abstract. The composition of apatite of the Shakhtama complex (Eastern Transbaikalia) indicates its magmatic origin. The high SO_3 content of apatite from fertile rocks shows that they formed from oxidized melts. The high Cl content of apatite from fertile rocks of the Bystrinskoe deposit is necessary for the transportation of chalcophile elements. The volatile composition of apatite can be used as a proxy of fertile igneous rocks.

Магматические породы шахтаминского комплекса широко распространены в Восточном Забайкалье в пределах Мо-порфирового Шахтаминского и Cu-Au-Fe скарново-порфирового Быстринского месторождений. Вмещающими породами для массива на одноименном месторождении являются пермские гранодиориты ундинского комплекса (SHR) и нижнеюрские терригенные отложения. Крупное тело порфировидных гранитов ранней фазы шахтаминского комплекса (породы рамы, SEP) прорвано серией мелких штокоподобных тел порфировидных гранитов (SLP1-2) и гранодиорит-порфиров третьей фазы шахтаминского комплекса (SLP3-5). Площадь Быстринского месторождения сложена терригенно-карбонатными раннекембрийскими, среднедевонскими и среднемезозойскими отложениями. Осадочные породы прорываются магматическими породами шахтаминского комплекса, в которых выделяется Быстринский массив – ранняя фаза с монцонитами (BER), прорванный мелкими штоками монцонит-порфиров (BLP1), а также гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров поздней фазы (BLP2-5).

Для выявления ореолов промышленной минерализации важно изучение минералов-индикаторов в магматических породах. Наиболее «популярными» минералами-индикаторами являются циркон и апатит. Повышенное содержание Cl в апатите и высокая фугитивность кислорода, которая связана с содержанием SO_3 , являются ключевыми факторами рудообразования [Richards, 2003; Sun et al., 2015; Wang et al., 2022].

Ранее на основе валового состава пород и особенностей геохимии циркона породы шахтаминского комплекса Быстринского и Шахтаминского месторождений были разделены на потенциально рудоносные и безрудные [Nevolko et al., 2021]. К рудоносным на Быстринском месторождении отнесены штоки гранодиорит-порфиров поздней фазы (BLP2-5), в то время как на Шахтаминском месторождении выявлен лишь один шток гранодиорит-порфиров (SLP4). Данная работа продолжает исследования, направленные на выявление и обоснование минералого-геохимических критериев прогнозирования порфировой минерализации. Главные задачи работы – изучение состава апатита и проверка критериев дифференциации рудоносных пород от безрудных.

Фактическим материалом послужили образцы магматических пород, отобранные из массивов и мелких штоков в районе Шахтаминского и Быстринского месторождений на-

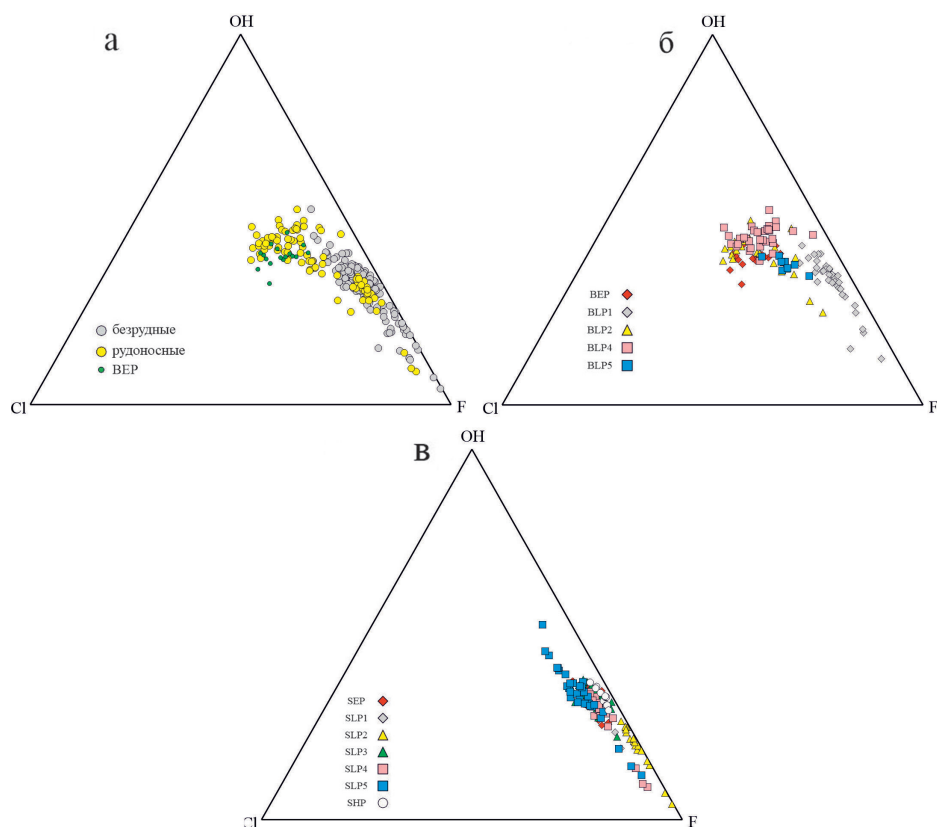
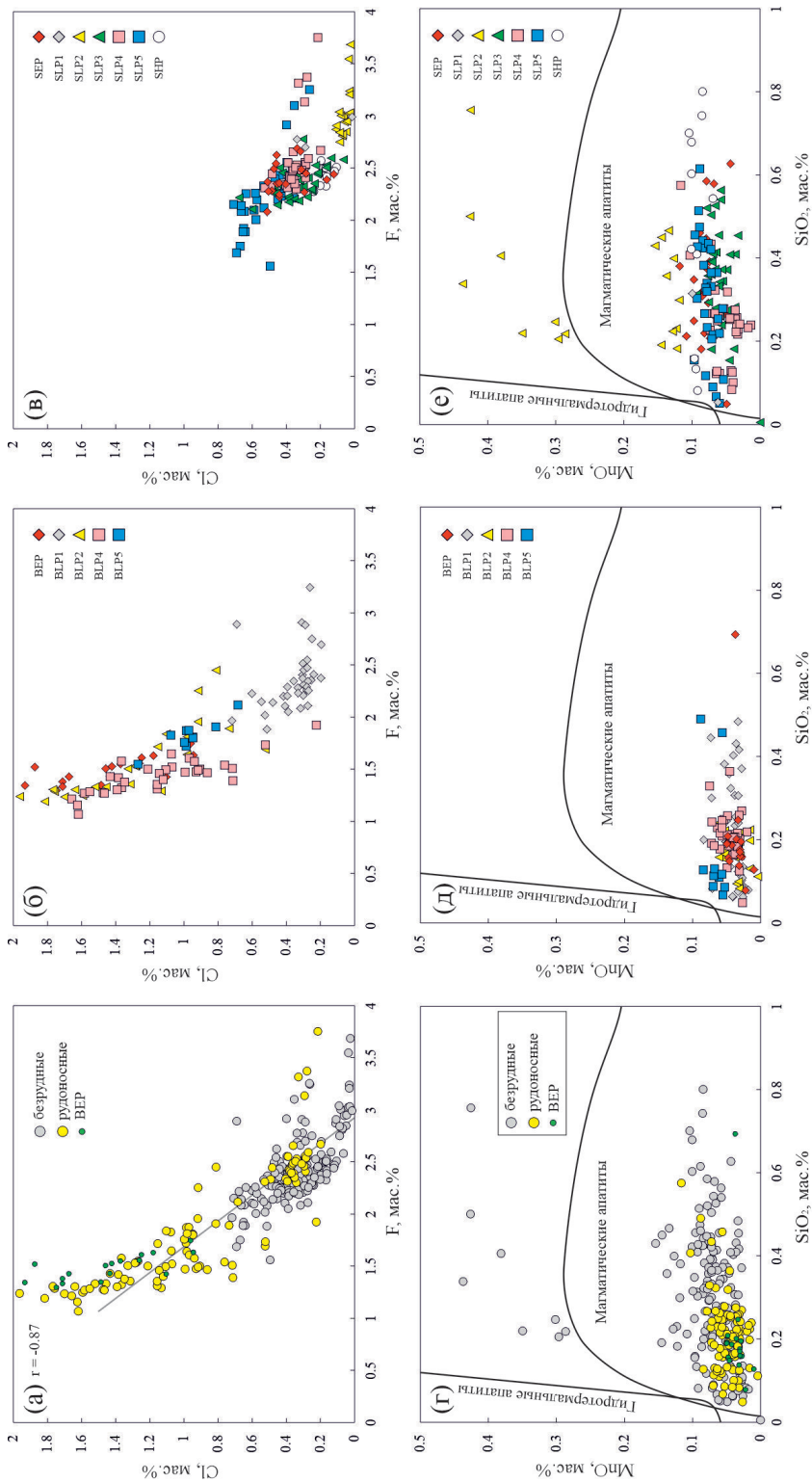


Рис. 1. Диаграммы Cl-OH-F на основе атомных долей каждого компонента для апатитов магматических пород шахтаминского комплекса Быстринского и Шахтаминского месторождений.

Здесь и на рис. 2, обозначения пород, см. текст. Цифры обозначают номера штоков, например: BLP1 – первый шток поздней фазы шахтаминского комплекса Быстринского месторождения.

учным руководителем, и штучные пробы, отобранные автором в рамках производственной практики. Из образцов различных фаз внедрения магматических пород были отобраны зерна апатита (6–10 штук), что в сумме для отдельных тел составляет более 30 зерен. Состав апатита проанализирован в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) при помощи электронно-зондового микроанализатора JXA-8100. Полученные данные обработаны в программе Microsoft Excel. В тексте используются средние содержания F, Cl и SO_3 .

Все проанализированные апатиты являются фторапатитами (рис. 1) с сильной отрицательной корреляцией ($r = -0.87$) между содержаниями F и Cl (рис. 2а, б). Апатит Шахтаминского месторождения характеризуется высокими содержаниями F (2.47 мас. %) по сравнению с апатитом Быстринского месторождения (1.78 мас. %) (рис. 2в, таблица). Для апатита пород рудоносных штоков (BLP2-5) и пород ранней фазы (BEP) на Быстринском месторождении выявлены низкие содержания F (1.54 и 1.49 мас. %, соответственно) и высокие содержания (2.36 мас. %) для пород безрудных мелких штоков (BLP1) (рис. 2б). Апатита шахтаминского комплекса Быстринского (мас. %: CaO 52.95–55.20 и P_2O_5 40.15–42.04) и Шахтаминского (мас. %: CaO 51.85–55.15, P_2O_5 40.09–42.42) месторождений содержит примеси MnO, FeO, Na_2O , SiO_2 , SrO, Ce_2O_3 и Nd_2O_3 (от 0.00 до 1.10 мас. %).



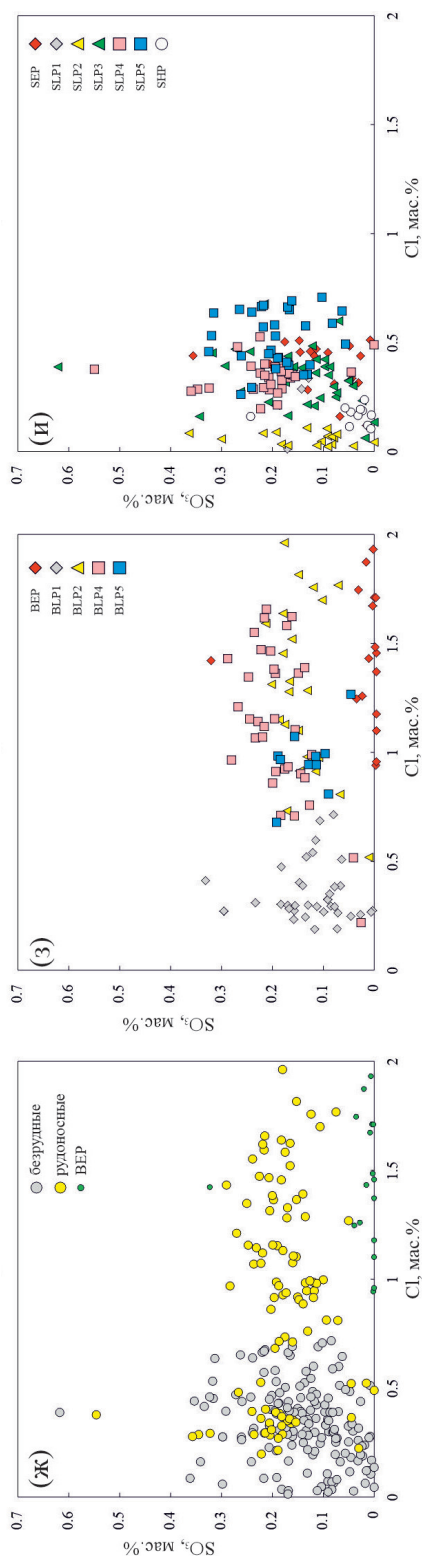


Рис. 2. Диаграммы F–Cl, SiO_2 –MnO и Cl– SO_3 (мас. %) для апатита шахтаминского комплекса. Границы полей гидротермального и магматического апатита использованы по [Chen Zhand, 2018].

Содержание Cl в апатите максимально для монцитов ранней фазы (БЕР, 1.44 мас. %) и гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров поздней фазы (БЛР2-5, 0.97–1.36 мас. %, ср. 1.17 мас. %) Быстринского месторождения, а минимально – для апатита из монцитит-порфиров первого штока поздней фазы (БЛР1, 0.36 мас. %). На Шахтаминском месторождении повышенные содержания Cl установлены в апатите гранодиорит-порфиров поздней фазы (мас. %: 0.34, 0.35, 0.52, соответственно SLP3, SLP4 и SLP5) и порфировидных гранитов ранней фазы (SEP, 0.39 мас. %). Минимальные количества Cl содержатся в апатите из вмещающих гранодиоритов ундинского комплекса (ШП) (0.17 мас. %) и порфировидных гранитов поздней фазы SLP1 и SLP2 (0.21 и 0.06 мас. %, соответственно; ср. 0.70 мас. %).

Наибольшее среднее содержание SO_3 (0.13 и 0.17 мас. %, соответственно) установлено в апатите пород поздней фазы Быстринского месторождения (БЛР1 и БЛР2-5), в то время как для монцитов ранней фазы (БЕР) оно не превышает 0.03 мас. %. Для апатита пород поздней фазы (SLP1-2) Шахтаминского месторождения характерны наибольшие содержания SO_3 (0.14 мас. %); минимальные содержания выявлены для вмещающих пород ундинского комплекса (ШП) и пород рамы ранней фазы шахтаминского комплекса (SEP): 0.05 и 0.11 мас. %, соответственно. Для апатита пород третьего, четвертого и пятого штоков (SLP3-5) средние содержания SO_3 – максимальны: 0.14, 0.20, 0.19 мас. %, соответственно.

Содержание OH в апатите рассчитано по стехиометрии, основанной на 13 анионах и предполагающей, что место галогена полностью занято: $X_{\text{F-ap}} + X_{\text{Cl-ap}} + X_{\text{OH-ap}} = 1$, где X это мольные доли F, Cl и OH [Piccoli, Candela, 2002]. Содержание OH в апатите Быстринского месторождения максимально (0.43 ф.е.) для рудообразующих гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров поздней фазы (БЛР2-5) и минимально (0.33 ф.е.) для безрудных монцитит-порфиров БЛР1. Для пород Шахтаминского месторождения наибольшие содержания OH (0.32 ф.е.) в апатите характерны для пород поздней фазы SLP3-5 и минимальны для пород SLP1-2 ранней фазы (0.20 ф.е.)

**Средние содержания F, Cl и SO₃ в апатите магматических пород
Шахтаминского и Быстринского месторождений (мас. %)**

Магматические породы		Кол-во анализов	MnO	SiO ₂	F	Cl	SO ₃	ОН (ф.е.)
Шахтаминское								
SNP	Гранодиориты ундинс-кого комплекса	11	0.09	0.48	2.44	0.17	0.05	0.33
SEP	Порфиroidные граниты ранней фазы	19	0.08	0.34	2.40	0.39	0.11	0.31
SLP1-2	Порфиroidные граниты поздней фазы	20	0.22	0.32	3.01	0.07	0.14	0.20
SLP3-5	Гранодиорит-порфиры поздней фазы	97	0.06	0.30	2.38	0.40	0.17	0.32
Среднее			0.09	0.32	2.47	0.34	0.15	0.30
Быстринское								
BER	Монциты ранней фазы	17	0.04	0.20	1.49	1.44	0.03	0.40
BLP1	Монцит-порфиры поздней фазы	37	0.04	0.22	2.36	0.36	0.13	0.33
BLP2-5	Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры поздней фазы (рудоносные)	66	0.05	0.19	1.54	1.17	0.17	0.43
Среднее			0.04	0.20	1.78	0.96	0.14	0.39

Повышенное содержание MnO (ср. 0.24 мас. %) (таблица) в апатите из SLP2, скорее всего, связано с поздними гидротермальными изменениями [Piccoli, Candela, 2002]. Практически все проанализированные апатиты на диаграмме SiO₂–MnO попадают в поле магматических апатитов (рис. 2г–е).

Известно, что кристаллизующийся интрузив выделяет гидротермальные флюиды, однако высокая степень окисления фракционирующей магмы может притормозить кристаллизацию сульфидов [Richards, 2003]. Сера в апатите замещает P в валентности +6, поэтому высокое содержание S указывает на более высокую фугитивность кислорода [Wang et al., 2022]. Это подтверждается экспериментальными данными, в которых концентрация SO₃ в апатите увеличивается с ростом фугитивности кислорода [Peng et al., 1997]. Высокие содержания SO₃ на диаграмме Cl–SO₃ характерны для апатитов из пород, с которыми связана промышленная минерализация, что указывает на то, что эти апатиты образовались из более окисленных расплавов (рис. 2ж–и). Для апатита Быстринского месторождения с большими запасами Cu характерно повышенное содержание Cl (>0.80 мас. %, для образцов BLP2-5). Это связано с тем, что халькофильные элементы (в первую очередь, Cu) более чувствительны к Cl, чем ко F, и их растворимость возрастает с увеличением содержания Cl, поскольку он необходим для образования переносимых гидротермальными флюидами комплексов [Sun et al., 2015].

Таким образом, апатит из пород, с которыми связано порфировое оруденение, характеризуется высокими значениями SO₃, в отличие от апатита из безрудных пород. Высокое содержание Cl в апатите (>0.80 мас. %) из рудоносных пород поздней фазы Быстринского месторождения в сочетании с повышенным содержанием S может рассматриваться как показатель относительно богатой медью порфировой минерализации.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

Литература

- Chen L., Zhang Y. In situ major-, trace-elements and Sr-Nd isotopic compositions of apatite from the luming porphyry Mo deposit, NE China: constraints on the petrogenetic-metallogenic features // *Ore Geology Reviews*. 2018. Vol. 94. P. 93–103.
- Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Savichev A.A., Vesnin V.S., Fominykh P.A. Uranium-Pb zircon ages, whole-rock and zircon mineral geochemistry as indicators for magmatic fertility and porphyry Cu-Mo-Au mineralization at the Bystrinsky and Shakhtama deposits, Eastern Transbaikalia, Russia // *Ore Geology Reviews*. 2021. Vol. 139 (Part B).
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite // *American Mineralogist*. 1997. Vol. 82. P. 1210–1224.
- Piccoli P.M., Candela P.A. Apatite in igneous systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2002. Vol. 48. P. 255–292.
- Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. P. 1515–1533.
- Sun W.D., Huang R.F., Li H., Hu Y.B., Zhang C.C., Sun S.J., Zhang L.P., Ding X., Li C.Y., Zartman R.E., Ling M.X. Porphyry deposits and oxidized magmas // *Ore Geology Reviews*. 2015. Vol. 65. P. 97–131
- Wang Y.M., Yang X.Y., Kang X.N., Tang C., Sun J.D., Cao J.Y. Geochemical and mineralogical studies of zircon, apatite, and chlorite in the giant Dexing porphyry Cu–Mo–Au deposit, South China: Implications for mineralization and hydrothermal processes // *Journal of Geochemical Exploration*. 2022. Vol. 240. Article 107042.

А.Е. Кешиков

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет, г. Новосибирск, Россия
keshikova@igm.nsc.ru*

**Минералого-геохимические характеристики шеелита
скарнового W-Cu-Bi-Au месторождения Восток-2 (Приморский край)**
(научный руководитель к.г.-м.н. П.А. Неволько)

А.Е. Keshikov

*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia*

**Mineralogical-geochemical characteristic of scheelite from the W-Cu-Bi-Au
Vostok-2 skarn deposit (Primorie region)**

Abstract. The comprehensive study of scheelite of the Vostok-2 skarn W-Cu-Bi-Au deposit in Primorie region is presented. The ores include skarn and quartz vein types. The LA-ICP-MS analysis show two paths of REE substitution in scheelite: $\text{Ca}^{2+} + \text{W}^{6+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Nb}^{5+}$ and $3\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow 2\text{REE}^{3+} + \square$, where $\square$ is vacancy in the Ca site. Based on geochemistry of scheelite, the problems of the homogeneous source, nature, character and evolution processes of the ore-forming fluids are discussed.

Шеелит CaWO_4 является широко распространенным минералом, а изучение его геохимических свойств позволяет получить генетическую информацию о процессах и условиях формирования руд [Zeng et al., 1998; Brugger et al., 2000; Song et al., 2014]. Целью данной ра-

боты являлось установление геохимических характеристик и условий образования шеелита из руд скарнового W-Cu-Bi-Au месторождения Восток-2.

Материалом для исследований послужила коллекция из 15 образцов руд, из которых были изготовлены аншлифы, петрографические шлифы и эпоксидные шашки с зернами шеелита. Комплекс аналитических работ включал в себя анализ валового состава руд методом ИСП-МС (масс-спектрометр Thermo Fisher Scientific Element XR), оптическое изучение руд и скарновых метасоматических пород с использованием микроскопа Zeiss Axio Scope.A1. Диагностика рудных минералов и определение их химического состава выполнены на электронном микроскопе JSM 6510 LV. Изучение строения и примесного состава шеелита проводились методами катодолюминесцентной съемки (микроскоп LEO 1430VP с анализатором Detector Centaurus) и микрозондовым анализом (микроанализатор JXA-8100, Jeol). Содержания РЗЭ в шеелите изучены методом ЛА-ИСП-МС с использованием ИСП-МС спектрометра iCAP Q (Thermo Fisher Scientific, США) и устройства лазерного пробоотбора NWR 213 (ESI, США) с твердотельным Nd:YAG лазером (длина волны 213 нм).

Месторождение Восток-2 находится в северной части Приморского края и приурочено к центральной части мезозойской Сихотэ-Алинской орогенной системы [Ханчук и др., 1997]. Период основного коллизионного этапа формирования территории сопровождался интенсивными процессами складкообразования и внедрением гранитных интрузий на ранних (140–125 млн лет) и поздних до постколлизионных (110–95 млн лет) этапах. Вмещающие породы месторождения представлены чередованием турбидитов и олистостромовых толщ мощностью до нескольких тысяч метров, содержащих палеоокеанические породы: девонские офиолиты, верхнепалеозойские и триасовые кремни, известняки и базальты. Осадочные породы сложены песчаниками, кремнистыми сланцами, алевролитами и известняками [Kruk et al., 2014; Khanchuk et al., 2016].

По результатам проведенных минераграфических исследований выделено два доминирующих типа руд со свойственной им минеральной ассоциацией и текстурно-структурными характеристиками. Первый тип – массивные шеелит-сульфидные руды с минеральной ассоциацией шеелита, пирротина, халькопирита, сфалерита, станнина, а также самородного висмута и серебросодержащих минералов. Руды этого типа представляют собой известковые скарны либо кварцевые жилы с богатой шеелит-сульфидной минерализацией. Второй тип – прожилково-вкрапленные кварц-арсенопирит-шеелитовые руды с преобладанием шеелита и арсенопирита и менее распространенными сульфидами первого типа руд. На основании минералогических, морфологических и структурных признаков руд выделяются две стадии рудообразования: шеелит-сульфидная (1) и шеелит-кварц-арсенопиритовая (2). Помимо главного рудного компонента W (более 10000 г/т), руды обогащены Au (до 2.7 г/т), Ag (до 100 г/т и более), Bi (до 1090 г/т), Sn (до 941 г/т) и обеднены Mo (менее 45 г/т).

Зерна шеелита в рудах обладают типичным для скарнов внутренним строением: имеются консолидированные ядерные более темные блоки с неровными изломанными границами (1), промежуточная светлая ритмично-полосчатая зона (2) и внешняя, еще более светлая и, как правило, неполосчатая зона (3) (рис. 1). Однако четкая закономерная смена зон прослеживается не во всех изученных зернах. Эти характерные особенности указывают на полистадийность образования шеелита, а также на эволюцию минералообразующего флюида [Chen et al., 2013; Poulin et al., 2018]. В ультрафиолетовых лучах шеелит люминесцирует сине-белым светом, что говорит о низком изоморфном содержании Mo (среднее 286 г/т) [Brugger et al., 2000]. По результатам микрозондового анализа (368 точек в 35 зернах) установлено, что шеелит имеет выдержанный состав (мас. %): 18.1–20.1 CaO, 78.9–81.2 WO₃, а содержания примесных Na и Mo для большинства точек анализа ниже предела обнаружения.

По результатам ЛА-ИСП-МС анализа, спектры РЗЭ в шеелите, нормированные на хондрит [Sun, McDonough, 1989], разделились на три группы (рис. 2) и, соответственно, вы-

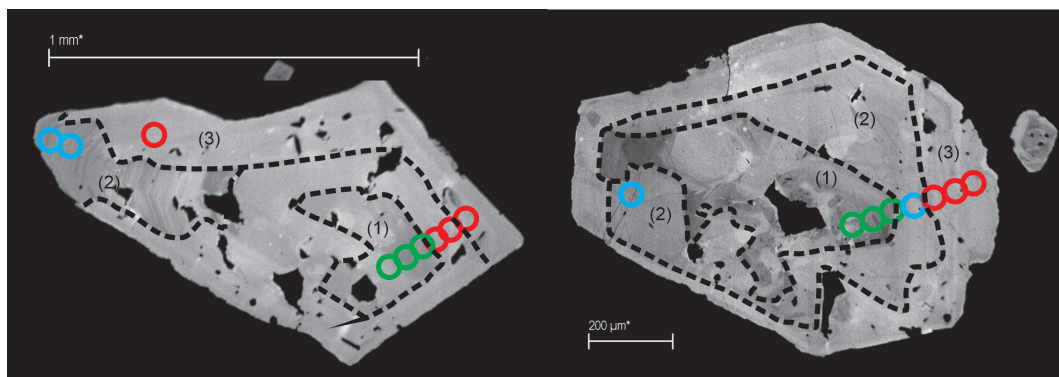


Рис. 1. Внутреннее строение зерен шеелита, CL-съемка. (1), (2), (3) – зоны. Кругами обозначены точки ЛА-ИСП-МС анализов, цифрами (1), (2), (3) – типы шеелита.

делены три типа шеелита: 1) внутренние более темные консолидированные ядра истощены тяжелыми РЗЭ (ТРЗЭ) относительно легких (ЛРЗЭ), $\Sigma\text{РЗЭ} = 126.34$ г/т и характеризуются отрицательной Eu аномалией $\delta\text{Eu} = 0.12\text{--}0.54$ ($\delta\text{Eu} = \text{Eu}_N/\text{Eu}_N^*$, где $\text{Eu}_N^* = {}^{153}\text{Eu}/\sqrt{{}^{147}\text{Sm} \cdot {}^{157}\text{Gd}}$) [Zhao, Gao, 1998]; 2) промежуточные ритмично-полосчатые участки шеелита характеризуются пологими спектрами в области средних (СРЗЭ) РЗЭ и ТРЗЭ, $\Sigma\text{РЗЭ} 151.11$ г/т и отсутствием Eu аномалии ($\delta\text{Eu} = 0.56\text{--}1.60$); 3) внешние светлые слабо зональные участки шеелита содержат более низкие концентрации $\Sigma\text{РЗЭ} 82.19$ г/т и характеризуются пологими спектрами в области СРЗЭ и ТРЗЭ и положительной Eu аномалией ($\delta\text{Eu} = 1.3\text{--}35$). Во всех трех типах шеелита наблюдается преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ ($\text{La/Yb} > 1$) и устойчивый Ce минимум.

Существует несколько наиболее значимых механизмов вхождения РЗЭ в состав шеелита: (1) $2\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{PЗЭ}^{3+}$; (2) $\text{Ca}^{2+} + \text{W}^{6+} \leftrightarrow \text{РЗЭ}^{3+} + \text{Nb}^{5+}$; (3) $3\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow 2\text{РЗЭ}^{3+} + \square$ (вакансия) [Ghaderi et al., 2013]. Поскольку, по данным микрозондового анализа, содержания Na в шеелите ниже предела обнаружения, в нашем случае реализуются механизмы 2 и 3. В шеелите из кварц-сульфидных жил преобладает механизм 2, а для шеелита из скарнов с богатой рудной минерализацией больше характерен механизм 3 (рис. 2г), т.к. точки анализов «жильного» шеелита коррелируют с прямой 1:1 на графике $\Sigma\text{РЗЭ}\text{--Nb}$. Известно, что отношение Ho/Y чувствительно к изменению состава рудообразующего флюида [Liu et al., 2019]. Выдержанное отношение $\text{Ho/Y} = 0.17$ (рис. 2д) в шеелите может свидетельствовать об отсутствии смешения флюидов с разных источников, в том числе, с метеорными водами [Liu et al., 2019].

В процессе фракционирования флюида уменьшаются содержания Y и увеличиваются значения соотношений ЛРЗЭ/ТРЗЭ (рис. 2е), следовательно, наиболее ранним является шеелит первого типа, а шеелит третьего типа – наиболее поздний. С повышением значения соотношений ЛРЗЭ/ТРЗЭ возрастает δEu (рис. 2ж), следовательно, в процессе рудообразования от более раннего шеелита (тип 1) к позднему (тип 3) происходит инверсия Eu аномалии. Одновременно с инверсией Eu аномалии (от $\delta\text{Eu} < 1$ до $\delta\text{Eu} > 1$) возрастает содержание Eu (рис. 2з) во флюиде (и шеелите, соответственно). Низкие содержания Mo в шеелите и положительная Eu аномалия свидетельствуют о восстановительных условиях минералообразования [Ghaderi et al., 2013; Brugger et al., 2000]. Отрицательную Eu аномалию в ранних шеелитах (тип 1) можно объяснить совместной кристаллизацией с плагиоклазом на ранних стадиях скарнообразования [Sun, Chen, 2017]. Таким образом, все физико-химические вариации (полистадийность образования шеелита, зональность, инверсия Eu аномалии в редкоземельных спектрах, выделение трех типов шеелита, изменение содержания $\Sigma\text{РЗЭ}$ и значений соотношений ТРЗЭ, ЛРЗЭ) являются результатами эволюции единого рудообразующего флюида.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

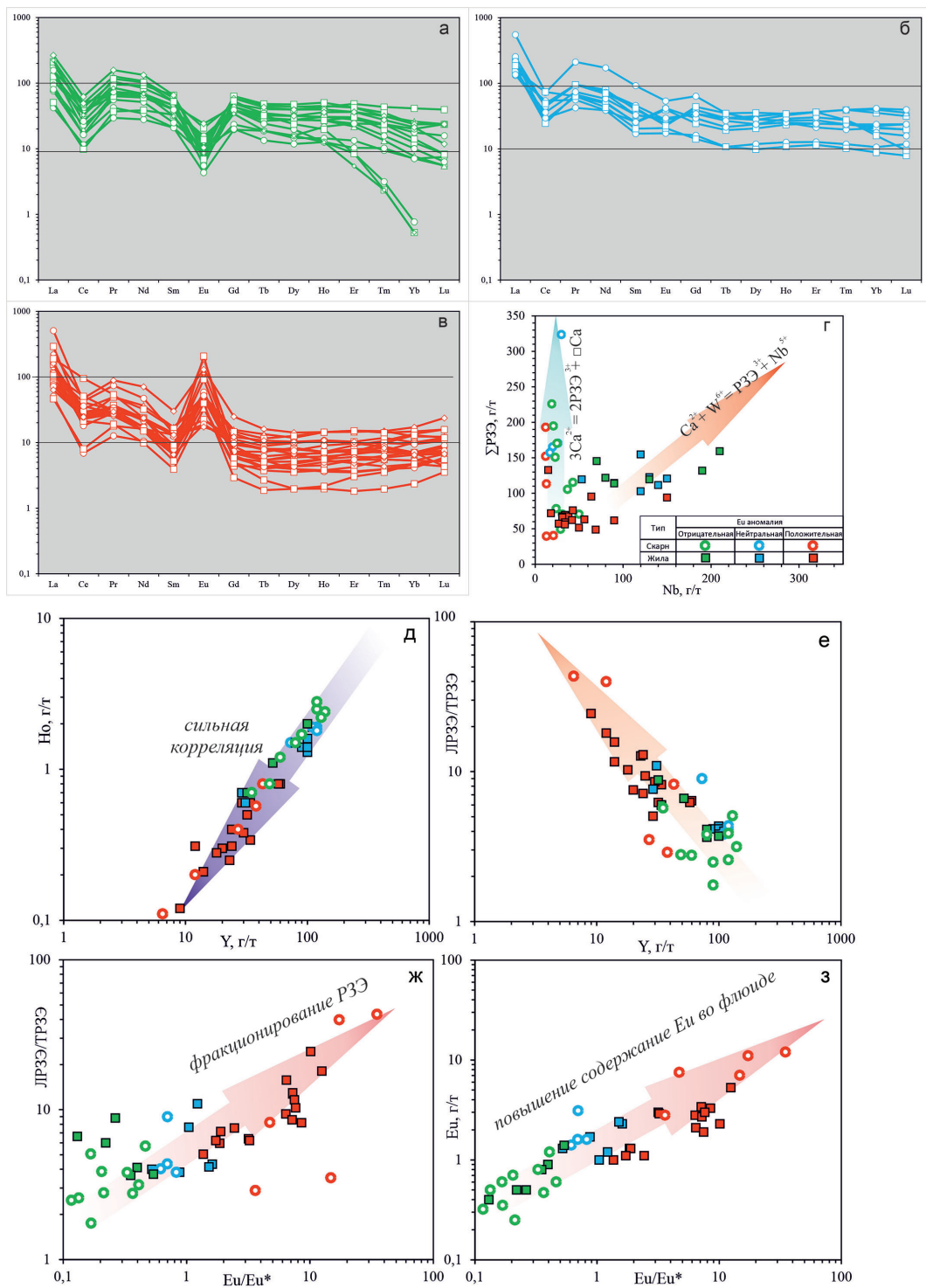


Рис. 2. Нормированные на хондрит спектры РЗЭ шеелитов (а–в) типа 1 (а), типа 2 (б), типа 3 (в); зависимость содержания Nb и Σ РЗЭ в шеелитах (г); зависимость содержаний и соотношений элементов в шеелитах: Y–Ho (д), Y–ЛРЗЭ/ТРЗЭ (е), Eu/Eu*–ЛРЗЭ/ТРЗЭ (ж), Eu/Eu*–Eu (з).

Литература

- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Меловые и палеогеновые трансформационные окраины континентов (калифорнийский тип). Дальний Восток России // Тектоника Азии. М.: ГИН РАН, 1997. С. 240–243.
- Brugger J., Bettioli A., Costa S., Lahaye Y., Bateman R., Lambert D., Jamieson D. Mapping REE distribution in scheelite using luminescence // Minerals. 2000. Vol. 64. P. 891–903.
- Chen J., Wang R., Chen Z., Jin C., L. Jian., Jun M., Dong S. Multiple aged granitoids and related tungsten-tin mineralization in the Nanling Range, South China // Science China Earth Sciences. 2013. Vol. 56 (12). P. 2045–2055.
- Ghaderi M., Palin J.M., Campbell I.H., Sylvester P.J. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia // Economic Geology. 2013. Vol. 94. P. 423–437.
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. Vol. 120. P. 117–138.
- Kruk N.N., Simanenko V.P., Gvozdev V.I., Golozubov V.V., Kovach V.P., Serov P.A., Moskalenko E.Yu., Kuibida M.L. Geochemical characteristics and sources of the melts of the Early Cretaceous granitoids in the Samarga terrain (Sikhote-Alin) // Russian Geology and Geophysics. 2014. Vol. 2. P. 276–302.
- Liu B., Wu Q.-H., Li H., Evans N.J., Wu J.-H., Cao J.-Y., Jiang J.-B. Fault-fluid evolution in the Xitian W–Sn ore field (South China): Constraints from scheelite texture and composition // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 114. P. 113–136.
- Poulin R.S., Kontak D.J., McDonald A.M., McClenaghan M.B. Assessing scheelite as an ore deposit discriminator using its trace-element and REE chemistry geochemistry of scheelite from diverse ore-deposits // The Canadian Mineralogist. 2018. Vol. 56 (3). P. 265–302.
- Song G.X., Qin K.Z., Li G.M., Noreen J.E., Li X.H. Mesozoic magmatism and metallogeny in the Chizhou Area, Middle-Lower Yangtze Valley, SE China: Constrained by petrochemistry, geochemistry and geochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. Vol. 91. P. 137–153.
- Sun K., Chen B. Trace elements and Sr–Nd isotopes of scheelite: Implications for the W–Cu–Mo polymetallic mineralization of the Shimensi deposit, South China // American Mineralogist. 2017. Vol. 10. P. 1114–1128.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society of London Special Publications. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
- Zeng Z.G., Li C.Y., Liu Y.P., Tu G.Z. REE geochemistry of scheelite of two genetic types from Nanyangtuan, Southeastern Yunnan // Geol. Geochem. 1998. Vol. 26. P. 34–38.
- Zhao Z.G., Gao L.M. Discussion about standardization of methods to calculate δ Eu, δ Ce // Reporting of Standardization. 1998. Vol. 19 (5). P. 23–25.

*Д.А. Рогов, К.А. Новоселов, Е.В. Белозуб,
М.А. Рассомахин, К.А. Филиппова
Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия
danil.rogov99@mail.ru*

Минеральные формы вольфрама на Пороховском и Юго-Коневском месторождениях (Южный Урал)

*D.A. Rogov, K.A. Novoselov, E.V. Belogub,
M.A. Rassomakhin, K.A. Filippova
Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia*

Mineral forms of tungsten at the Porokhovskoe and Yugo-Konevskoe deposits (South Urals)

Abstract. Samples from the Porokhovskoe and Yugo-Konevskoe deposits are studied. The mineral composition of ores from the deposits is similar. The ore minerals include wolframite, scheelite and Fe- and Mn-oxides. Similar content of trace elements indicates a common source of ore matter for these deposits.

Коренные проявления вольфрама известны на Урале с конца XVIII в. Их систематическая эксплуатация началась в 1915 г. На 1920–1930-е гг. прошлого столетия пришелся пик геологоразведочных экспедиций, по результатам которых было открыто более 60 месторождений и проявлений вольфрама [Филатов, 2005]. Часть из них периодически разрабатывалась [Покровский, 1950]. Интерес к этим объектам на Урале возобновился в связи с необходимостью расширения ресурсной базы вольфрама в Российской Федерации [Золоев и др., 2004; Елохин, 2009]. Целью данной работы является характеристика минеральных форм вольфрама на Пороховском и Юго-Коневском месторождениях в Челябинской области, выполненная в рамках поисково-оценочных ГРП, проведенных АО «УГСЭ» (г. Екатеринбург) в 2021–2022 гг.

В работе использовано 70 штучных и 13 групповых проб, характеризующих разные участки месторождений. Из групповых проб получен тяжелый концентрат путем отмывки в лотке с доводкой в бромформе. Минеральный состав концентратов изучен под стереомикроскопом (Stemi 2000-C). Лабораторные исследования проведены в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс) и включали оптическую микроскопию в проходящем (37 шлифов) и отраженном (30 аншлифов, 13 полированных брикетов) свете, электронную микроскопию (СЭМ VEGA3 TESCAN SBU с ЭДС-анализатором, аналитик М.А. Рассомахин), рентгеноструктурный анализ групповых проб (рентгеновский дифрактометр Shimadzu XRD-6000, Cu-K α излучение с монохроматором, аналитик П.В. Хворов). Химический состав монофракций вольфрамита изучен методом ИСП-МС (масс-спектрометр Agilent 7700х, аналитик К.А. Филиппова). Для диагностики шеелита использована ультрафиолетовая лампа SpectroLine.

Пороховское и Юго-Коневское месторождения находятся на Южном Урале в пределах Коневско-Карасьевского рудного узла, который, в свою очередь, является частью Боевско-Биктимировской редкометалльной зоны [Коровко и др., 2015]. Тектоническое строение района определяется субширотным Кординским надвигом и локальными тектоническими ССЗ и ССВ нарушениями сбросо-сдвигового характера. Стратифицированные образования в районе представлены Межевской толщей (S_{1m}), состоящей из вулканогенно-осадочных пород от основного до кислого состава с горизонтами алевролитов, пелитов, известняков. Породы толщи преобразованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Интрузивные породы представлены Юго-Коневским гранитным массивом, условно отнесен-

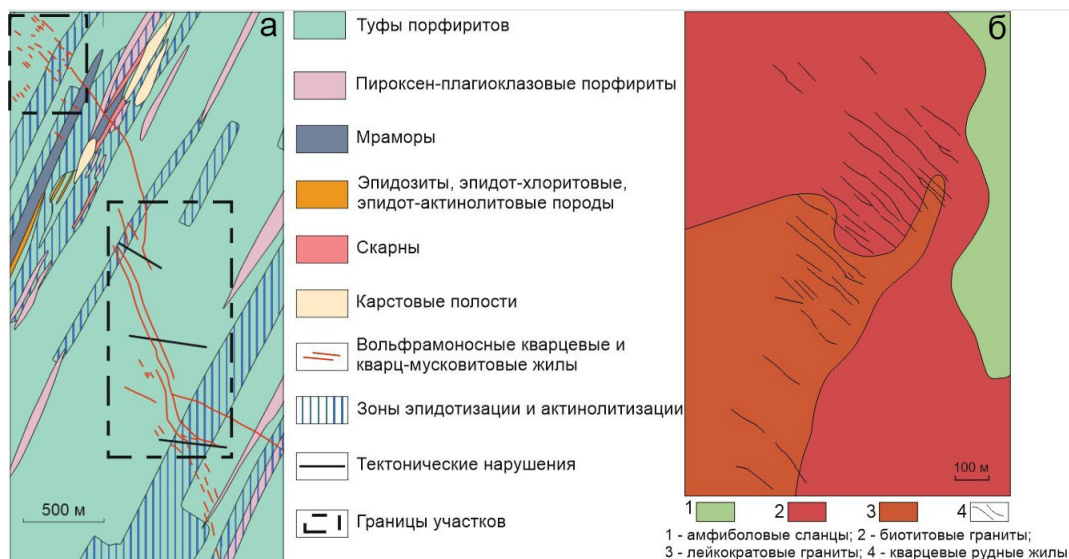


Рис. 1. Схемы геологического строения Пороховского [Чистяков и др., 1964] (а) и Юго-Коневского [Золоев и др., 2004] (б) месторождений. Материалом АО «УГСЭ».

ным к раннетриасовому возрасту. В обрамлении массива распространены продукты орого-вирования, представленные амфиболитами и биотит-амфиболовыми сланцами. С гранитами также связаны метасоматиты скарновой и грейзеновой формаций, продуктивные на вольфра-мовое, реже – вольфрам-бериллиевое оруденение [Коровко и др., 2015]. Кора выветривания, по данным оценочных работ, развита до глубин 10–15 м на Пороховском месторождении и до первых метров – на Юго-Коневском.

На Пороховском месторождении выделяются Центральный и Северный участки (рис. 1а). Центральный участок представлен протяженными кварцевыми жилами с азиму-том простирания 240–260°. Северный участок включает скопление небольших жил с ази-мутом простирания 225–240°. Мощность жил варьирует от первых сантиметров до 0.5 м. Для жил характерны мусковитовые оторочки и гнездовое распределение рудных минералов, флюорита и карбонатов. Вкрапленность шеелита среди сульфидов Cu и Mo также отмечена в эпидозитах и хлорит-эпидотовых метасоматитах на контакте с мраморами. Юго-Коневское месторождение локализовано в эндоконтакте гранитного массива (рис. 1б). Руды месторож-дения представлены кварцевыми жилами мощностью 15–20 см с мусковитом и флюоритом. На обоих месторождениях выделены первичные, полуокисленные и окисленные руды. Мине-ральный состав руд различных участков показан в таблице.

Главными рудными минералами на изученных месторождениях являются вольфрамит и шеелит. Также W входит в состав гипергенных минералов. Вольфрамит образует удлинен-но-уплощенные кристаллы размером первые сантиметры и их скопления, развитые как в призальбандовой, так и в центральной частях жил. Вольфрамит часто замещается шеелитом, в окисленных рудах – оксигидроксидами Fe и Mn. Химический состав вольфрамита на раз-ных участках незначительно варьирует. Формально все изученные зерна относятся к гюб-нериту. Для северного участка Пороховского месторождения характерны более железистые разновидности с большими вариациями состава (рис. 2а). Вольфрамит центрального участка несколько обеднен Fe, что, может быть, связано с процессами окисления руд. Содержание

Минеральный состав руд Пороховского и Юго-Коневского месторождений

Участок/ тип руд	Жильные (по данным РФА групповых проб, мас.%)		Рудные (по данным количественного анализа концентратов, об. %)		
	Главные	Второ- степенные	Главные	Второ- степенные	Редкие
Пороховское, Центральный/ первичные	кварц 46, мусковит 41	хлорит 5, пирит 4, флюорит 3, карбонат 3	пирит 35, вольфрамит 31, шеелит 9	сфалерит 4, циркон 3, флюорит 1	молибденит, сфалерит, халькопирит, ильменит, рутил, пирротин, айкинит, халькозин
Пороховское, Центральный / полуокисленные	мусковит 56, кварц 24	хлорит 6, флюорит 5, амфибол 4, пирит 3, карбонат 2	пирит 34, вольфрамит 33, шеелит 11	флюорит 3, циркон 1	сфалерит, халькопирит, пирротин, рутил, колумбит
Пороховское, Центральный / окисленные	кварц 85, мусковит 15		вольфрамит 64, шеелит 10, пирит 2	циркон 10, гетит 10	халькопирит, оксиды Mn
Пороховское, Северный/ первичные	мусковит 61, кварц 28	флюорит 5, пирит 2, амфибол 2, хлорит 1, карбонат 1,	пирит 43, вольфрамит 20, шеелит 12	циркон 3, сфалерит 1, флюорит 1	уранинит, титанит, молибденит, сульфиды Bi, галенит, гетит
Пороховское, Северный / полуокисленные	мусковит 47, кварц 38	амфибол 5, флюорит 4, хлорит 4, пирит 3, карбонат 1	пирит 27, вольфрамит 12, шеелит 5	сфалерит 3, циркон 1, апатит 1	висмутин, гетит
Пороховское, Северный / окисленные	кварц 77, мусковит 18	хлорит 2, пирит 1	вольфрамит 63, шеелит 19, пирит 3	циркон 4, апатит 1	висмутин, бромаргитит, пироморфит, галенит, оксиды Bi
Юго-Коневское/ первичные	нет данных	нет данных	пирит 35, вольфрамит 9, шеелит 8	флюорит 2, циркон 1	гетит, оксиды Mn, магнетит, малахит
Юго-Коневское/ окисленные	кварц 98	мусковит 1, кальцит 1	вольфрамит 34, шеелит 12, пирит 2	гетит 5, флюорит 1, циркон 1	оксиды Mn, оксиды Bi, русселит, бурсаит, штольцит

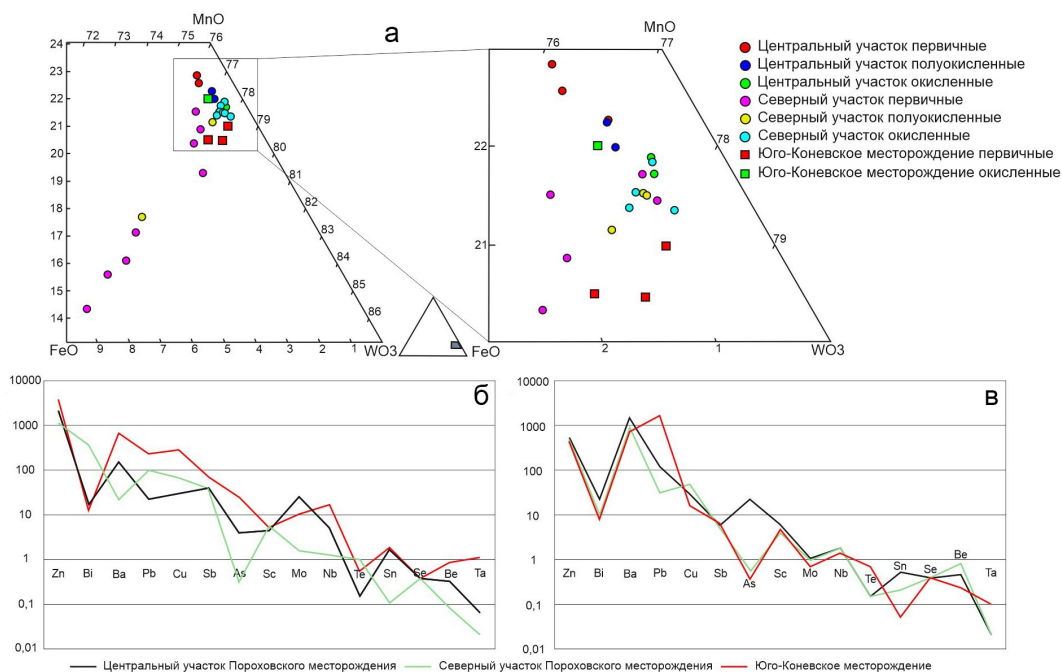


Рис. 2. Фрагмент треугольной диаграммы составов вольфрамита в мас. % (а) и содержания элементов-примесей в вольфрамите из первичных (б) и окисленных (в) руд.

почти всех элементов-примесей в вольфрамите Юго-Коневского месторождения выше, чем на Пороховском (рис. 2б, в). Повышенные содержания Вi в пробах Северного участка связаны с микровключениями сульфидов Вi. При выветривании наблюдается частичный вынос примесей, но форма графиков почти не меняется (рис. 2в).

Шеелит встречается в виде агрегатов ксеноморфных зерен, которые образуют каймы вокруг вольфрамита, сложные сростания с ним, а также тонкие просечки в жилах. Реже отмечаются отдельные кристаллы октаэдрического габитуса. Химический состав шеелита соответствует стехиометрической формуле.

Вторичные W-содержащие минералы можно разделить на скрытокристаллические оксигидроксиды Fe и Mn, содержания W₂O₃ в которых могут достигать 16 мас. %, а также собственные вторичные оксиды – штольцит Pb_{0,96}W_{1,02}O₄, русселлит (Bi_{0,91}Fe_{0,15})_{1,06}W_{1,03}O₆ и искиолит (Nb_{0,47}Mn_{0,31}W_{0,13}Fe_{0,05}Ti_{0,03}Ca_{0,01})₁O₂. Вторичные минералы развиваются по трещинам и периферии кристаллов вольфрамита и сульфидов и формируют полные псевдоморфозы по ним. Содержания вторичных оксигидроксидов Fe и Mn, обогащенных W, в окисленных рудах могут достигать 10 %, при этом сохраняются и первичные вольфрамит и шеелит, что следует учитывать при планировании переработки [Петров, 1998].

Считается, что минералогические особенности месторождений Коневско-Карасьевского рудного узла обусловлены различной удаленностью от интрузий, а также локальными структурными условиями и вмещающими горными породами [Золоев и др., 2004]. Описан тренд увеличения железистости вольфрамита в северных рудопроявлениях Боевско-Бектимировской зоны [Покровский, 1950]. Однако в результате наших исследований не обнаружены значительные отличия в минеральном составе рудных жил и вольфрамита Пороховского и Юго-Коневского месторождений. Сходство содержаний элементов-примесей в вольфрамите

изученных объектов позволяет предположить единый источник рудного вещества и близкие условия рудоотложения.

Авторы благодарны руководству АО «УГЭС», в рамках договора с которым были проведены работы.

Литература

Елохин В.А. Эндогенные молибденсодержащие редкометалльные формации Урала // Литосфера. 2009. № 3. С. 47–63.

Золов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 336 с.

Коровко А.В., Двоеглазов Д.А., Кузовков Г.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 275 с.

Петров С.В. Типоморфные и технологические свойства вольфрамитов / Автореф. дис. к. г.-м. н. С.-Пб.: СПбГУ, 1998. 16 с.

Покровский П.В. Минеральный состав, структурные особенности и условия локализации Карасевского, Пороховского, Пьянковского вольфрамовых месторождений Боевского-Юго-Коневской группы // Труды Уральского ФАН СССР. 1950. 255 с.

Филатов В.В. Уральский вольфрам: история открытия // Уральский геологический журнал. 2005. № 2 (44). С. 139–154.

Чистяков Н.Е., Белозерова М.А. и др. Отчет Пороховской партии за 1963 г. о поисковых работах на редкие металлы в южной части Шилово-Коневской гранитной интрузии, 1964.

А.Ш. Хусаинова^{1,2}, Ю.А. Калинин¹, С.Б. Бортникова²

¹ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
khusainova@igm.nsc.ru

² – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Формы нахождения Au и Ag в хвостохранилищах полиметаллических месторождений

A.Sh. Khusainova^{1,2}, Yu.A. Kalinin¹, Sv.B. Bortnikova²

¹ – Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

² – Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

Mode of occurrence of Au and Ag in dumps of polymetallic deposits

Abstract. The paper describes the mode of occurrence of Au and Ag in tailings of processed ores of polymetallic deposits of the Salair Ridge. Gold and Ag are predominantly found as residual minerals (native gold, acanthite), as well as in the composition of sulfides. In addition, Au and Ag form newly formed (secondary) minerals: acanthite, native silver, native gold, petrovskaite and yutenbogaardite.

На примере хвостохранилищ переработанных руд полиметаллических месторождений Талмовские Пески, Ново-Урское и Белоключевское в работе рассмотрены формы нахождения благородных металлов (Au, Ag). Объекты исследования расположены на Салаирском Кряже (Кемеровская область). Месторождения отрабатывались в начале 30-х гг. XX в. на благород-

ные металлы (Au, Ag) и барит с помощью гравитации, флотации и цианирования. Переработанные руды складировались в виде насыпных отвалов (до 10–12 м в высоту). Сведения о месторождениях (геологическое строение, морфология и вещественный состав рудных тел, последовательность минералообразования) описаны многими исследователями [Ковалев, 1969; Дистанов, 1977; Бортникова, 1989]. Минеральный состав техногенных отложений и распределение содержаний Au и Ag по разрезам шурфов детально описаны в работах [Хусаинова и др., 2020, 2021].

Минеральный и химический состав отложений на хвостохранилищах изучен с помощью шурфов, выкопанных на всю глубину до подстилающих почв. По стенкам шурфов описана зональность и опробованы все визуально различающие слои. Содержание Au и Ag в исходных пробах и сульфидах определялось с помощью атомно-абсорбционного анализа (ААС) (аналитик В.Н. Ильина). Изучение типоморфных характеристик золота выполнено по крупнообъемным пробам (15 кг), промытым с помощью лотка в лабораторных условиях. Микроскульптуры поверхностей золота и их отдельных участков изучены на СЭМ JSM-6510LV (Jeol Ltd) с системой микроанализа AZTEC Energy XMax-80 (Oxford Instruments Nanoanalysis) и системой регистрации катодолуминесценции Chroma CL2UV (Gatan Ltd) (Tescan, Чехия) в режимах вторичных (SE) и обратно-рассеянных электронов (BSE) при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ) (аналитик М.В. Хлестов). В результате исследований установлено несколько форм нахождения Au и Ag.

Изоморфная (упорная) форма. По данным ААС, пирит содержит до 9 и 120 г/т Au и Ag, соответственно; галенит – до 1400 г/т Ag. Поскольку по данным оптической и электронной микроскопии включения самородных металлов или Au-Ag минералов в сульфидах не обнаружены, это может свидетельствовать об изоморфной форме их нахождения. Кроме того, Ag (до 6.03 мас. %) зафиксировано в новообразованных пленках на сульфидах, а именно, в плюмбозините по пириту (рис. а), а также во вторичной пленке ковеллина с англезитом по галениту (рис. б).

Минеральная форма представлена в виде акантита Ag_2S , петровскита AuAgS и Se-содержащего петровскита, ютенбогаардтита Ag_3AuS_2 , фишессерита Ag_3AuSe_2 и науманнита Ag_2Se (рис. в–д). Соединения Au-Ag встречаются как в виде собственных минералов, так и пленок, налетов, корок. Последние образуются в результате взаимодействия поверхностного слоя золота и поровых растворов [Хусаинова и др., 2021].

Самородная форма. Самородное серебро встречается редко, чаще всего в виде уплощенных пластинчатых частиц (рис. е) размером до 30 мкм, напоминающих плоские дендриты, состоящие из частиц размером от 1–2 до 10 мкм.

Самородное золото представлено тонкими и мелкими классами, преимущественно, размерностью менее 250 мкм (рис. ж–и). По морфологии частицы можно разделить на два типа: 1) изометричные кристаллы и их сростки; 2) уплощенные, пластинчатые золотины изометричных и удлинённых форм. На поверхности остаточных золотин отмечается формирование наростов «нового» самородного золота разных форм и размеров, а также образование его сростков с гипергенными минералами. В переработанных рудах самородное золото активно укрупняется и разрушается, что проявляется, соответственно, в скульптурах роста и растворения.

Таким образом, на примере хвостохранилищ Талмовские Пески, Ново-Урское и Белоключевское показано, что Au и Ag преимущественно встречаются в виде остаточных минеральных форм: самородного золота, акантита и как изоморфная примесь в сульфидных минералах. Вместе с тем, за длительный период преобразования отвалов наблюдается активное вторичное минералообразование, а именно образование акантита, самородного золота и серебра, высвобождение Ag и накопление его во вторичных пленках по сульфидным минералам,

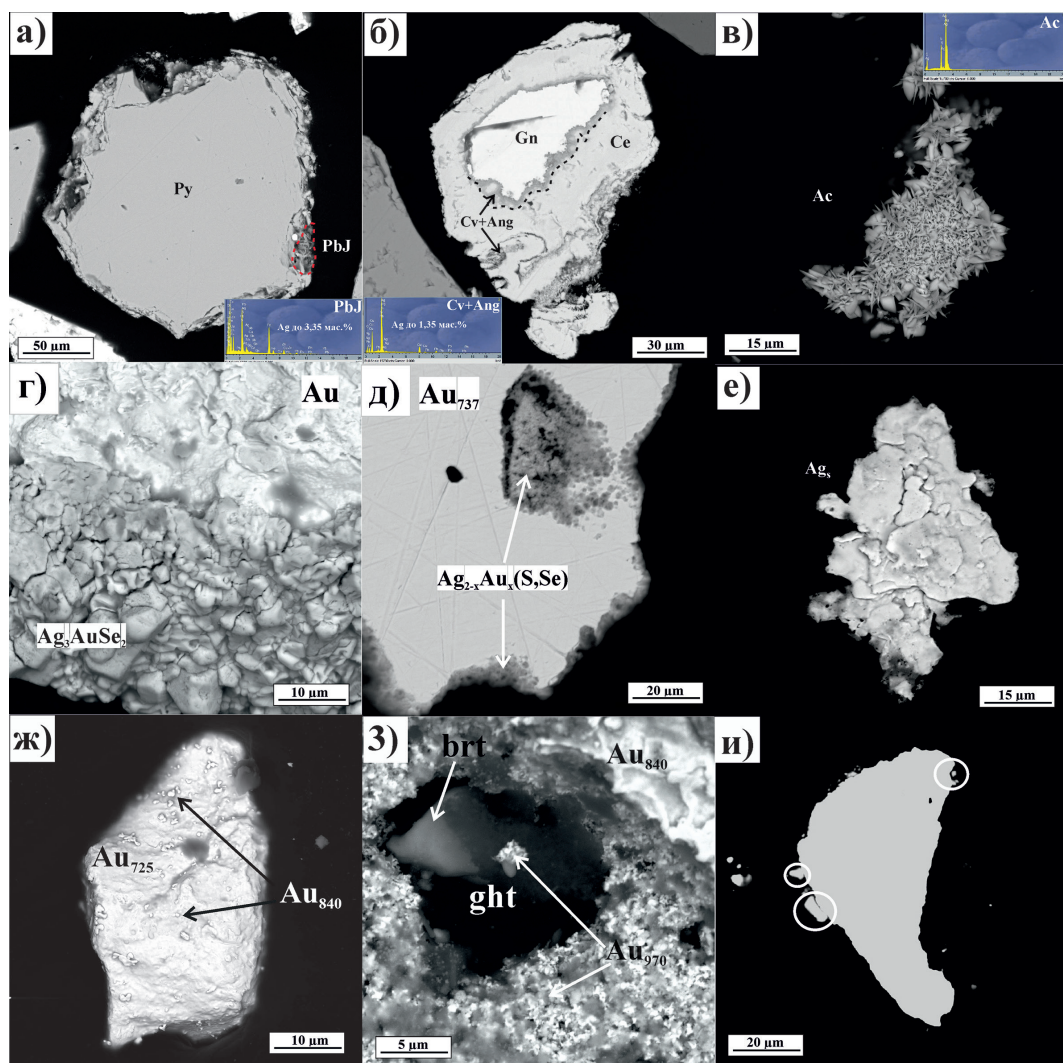


Рис. Формы нахождения Au и Ag: а) каемка плюмбоярозита (PbJ) с примесью Ag на пирите (Py); б) зональное зерно галенита (Gn) с каемками ковеллина с англезитом (Cv+Ang) с примесью Ag и церусситом (Ce); в) игольчатые кристаллы акантита (Ac); г) наросты фишессерита (Ag_3AuSe_2) на поверхности золотины; д) полированный срез золотины с пленкой петровскаита ($\text{AgAu}(\text{S,Se})$) в углублении и по краям частицы; е) новообразованное самородное серебро (Ag_s); ж) округлые наросты «нового» самородного золота на поверхности золотины; з) срастание губчатого золота с гетитом (ght) и баритом (brt) на поверхности остаточного золота; и) полированный срез золотины с наростами «нового» золота на поверхности. BSE-фото.

а также образование халькогенидов Au-Ag – петровскаита, ютенбогаардтита, науманнита и фишессерита. Образование последних зависит от минерального состава и специфических физико-химических условий в хвостохранилищах.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ (FWZN-2022-0025) и ИНГТ (FWZZ-2022-0028) СО РАН. Аналитические работы проведены в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

Литература

Бортникова С.Б. Геолого-геохимические особенности золотого оруденения в полиметаллических полях северо-восточного Салаира. Дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1989. 206 с.

Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.

Ковалев К.Р. Особенности формирования руд колчеданно-полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира и Восточной Тувы. Дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1969. 283 с.

Хусаинова А.Ш., Гаськова О.Л., Калинин Ю.А., Бортникова С.Б. Физико-химическая модель преобразования золота в продуктах переработки колчеданно-полиметаллических месторождений (Салаирский кряж, Россия) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1181–1193.

Хусаинова А.Ш., Калинин Ю.А., Гаськова О.Л., Бортникова С.Б. Типоморфная характеристика золота из хвостохранилищ колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 3. С. 149–163.

ЧАСТЬ 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ

М.А. Юдовская

*Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
Университет Витватерсранд, г. Йоханнесбург, Южная Африка
maiya@igem.ru*

Роль контаминации в образовании платинометалльных сульфидных месторождений комплекса Бушвельд, Южная Африка

М.А. Yudovskaya

*Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and
Geochemistry RAS, Moscow, Russia
University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa
maiya@igem.ru*

The role of contamination in the formation of the Pt-sulfide deposits of the South Africa

Abstract. The magmatic mineralization of contact type in the foot and the lower parts of a mafic-ultramafic section of the Bushveld northern limb contains both Archean and Proterozoic sulfur. Most ores are enriched in ^{34}S relatively to ^{32}S indicating the involvement of sedimentary sulfates into exchange reactions. Extremely wide variations of S isotopic composition of sulfides in contact-metamorphic and contaminated igneous rocks indicate disequilibrium exchange reactions. The homogeneous S isotopic composition of sulfides of the Bushveld Pt-bearing reefs is a result of exchange between assimilated sedimentary sulfur and magmatic sulfur from a huge volume of magmatic melt undersaturated in sulfide sulfur with $\delta^{34}\text{S}$ close to zero. The high R-factor values are in agreement with high PGE tensor of reef sulfides, whereas the sulfides from contact mineralization zones are PGE-depleted.

Комплекс Бушвельд вмещает магматические сульфидные месторождения разных типов, среди которых наиболее экономически важными являются месторождения рифового (стратиформного) и контактового (краевых фаций) типов. Первый тип оруденения проявлен в хромититах UG2 и Рифе Меренского – маломощной пачке слоев пироксенитов и перидотитов, часто разделенных тонкими слоями хромититов, в верхах Критической зоны, т. е. более чем в 1 км выше базального контакта в разрезе базит-ультрабазитовой расслоенной серии. Наиболее высокие содержания ЭПГ в Рифе Меренского приурочены к верхнему хромититовому слою, а сам Риф, хотя и с варьирующей рудоносностью и мощностью, прослеживается в пределах восточного, западного и северного лимбов комплекса Бушвельд. Оруденение контактового типа присутствует только в нижней части разреза северного лимба, где подстилающими породами являются разнообразные сульфид- и сульфатсодержащие осадочные породы супергруппы Трансвааль, в отличие от химически и литологически более однородных и не

содержащих серы кварцитов и сланцев той же супергруппы, составляющих подошву западного и восточного лимбов.

Осадочные породы серии Трансвааль формировались в платформенных условиях на протяжении около 600 млн лет от позднего архея до палеопротерозоя (2.65–2.06 млрд лет). Этот период времени включает так называемое Великое Окислительное Событие (Great Oxidation Event), отражающее рост содержания кислорода в архейской атмосфере поднявшегося до современного уровня примерно 2.43 млрд лет назад. Значительные изменения состава атмосферы привели, в том числе, к образованию первых сульфатов в эвапоритовых толщах и расцвету аэробных организмов на всей Земле. На кратоне Каапвааль, сульфатсодержащие эвапориты залегают на железистых кварцитах и диамиктитах, которые образовались в ходе одного из древнейших оледенений 2.43 млрд лет назад. С периодом Великого Окислительного События связано и исчезновение сигнала масс-независимого фракционирования изотопов серы, характерного для условий бедной кислородом архейской атмосферы. В постархейское время стабильные изотопы серы (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S и ^{36}S) фракционируют в соответствии с масс-зависимыми закономерностями, определяемыми разницей их масс. Отклонение изотопных отношений от закономерных трендов фракционирования (т. е. масс-независимое фракционирование) позволяет идентифицировать источники серы, взаимодействовавшей с архейской атмосферой.

Наши новые и имеющиеся литературные данные [Holwell et al., 2007; Guo et al., 2009; Sharman et al., 2013; Smith et al., 2016; Magalhaes et al., 2018] показывают, что магматическая минерализация контактового типа в подошве и нижних частях базит-ультрабазитового разреза северного лимба Бушвельда содержит серу как архейского, так и протерозойского возраста. При этом основная часть руд существенно обогащена изотопом ^{34}S относительно ^{32}S , что указывает на вовлечение осадочных сульфатов в обменные реакции. Сера сульфидоносных сланцев, обогащенных органическим веществом, отличается крайне легким изотопным составом с отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$, но ее присутствие в рудах ограничено в разрезе и в пространстве. Крайне широкие вариации изотопного состава сульфидов в контактово-метаморфических и контаминированных магматических породах говорят о неравновесности обменных реакций. Тем не менее, выше по стратиграфическому разрезу диапазон вариаций сужается и стратиформная платинометаллическая минерализация в верхней части Платрифа имеет близмантийные значения $\delta^{34}\text{S}$ около 1 ± 2 ‰ также типичные для сульфидов Рифа Меренского.

Мы предполагаем, что гомогенный изотопный состав серы сульфидов платиноносных рифов комплекса Бушвельд достигается в результате обмена ассимилированной осадочной серы с магматической серой из неизмеримо большего объема магматического расплава, недосыщенного по сульфидной сере со значениями $\delta^{34}\text{S}$ близкими к нулю, как это показано в работе [Ripley, Li, 2003]. Высокие значения R-фактора согласуются с высоким ЭПГ тенором рифовых сульфидов, тогда как сульфиды из зон контактовой минерализации менее богаты ЭПГ в пересчете на сульфидную массу.

Исследования поддержаны Российским Научным Фондом (грант № 21-17-00119).

Литература

Guo Q., Strauss H., Kaufman A.J., Schröder S., Gutzmer J., Wing B., Baker M.A., Bekker A., Jin Q., Kim S.T., Farquhar J. Reconstructing Earth's surface oxidation across the Archean-Proterozoic transition // *Geology*. 2009. Vol. 37. P. 399–402.

Holwell D.A., Boyce A.J., McDonald I. Sulfur isotope variations within the Platreef Ni-Cu-PGE deposit: genetic implication for the origin of sulfide mineralization // *Economic Geology*. 2007. Vol. 102. P. 1091–1110.

Magalhaes N., Penniston-Dorland S., Farquhar J., Mathez E.A. Variable sulfur isotope composition of sulfides provide evidence for multiple sources of contamination in the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. Vol. 492. P. 163–173.

Ripley E.M., Li C.S. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. P. 635–641.

Sharman E.R., Penniston-Dorland S.C., Kinnaird J.A., Nex P.A.M., Brown M., Wing B.A. Primary origin of marginal Ni-Cu-(PGE) mineralisation in layered intrusions: $\delta^{33}\text{S}$ evidence from the Platreef, Bushveld, South Africa // *Economic Geology*. 2013. Vol. 108. P. 365–377.

Smith J.W., Holwell D.A., McDonald I., Boyce A.J. The application of S isotopes and S/Se ratios in determining ore-forming processes of magmatic Ni-Cu-PGE sulfide deposits: A cautionary case study from the northern Bushveld Complex // *Ore Geology Reviews*, 2016. Vol. 73. P. 148–174.

A.B. Козлов, В.Д. Корзников

*Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
akozlov@spmi.ru*

Позиция Au-Pd месторождения Чудное в минерогенической схеме Приполярного Урала

A.V. Kozlov, V.D. Korznikov

St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

Position of the Chudnoe Au-Pd deposit on mineragenic scheme of the Subpolar Urals

Abstract. The position of the Chudnoe deposit in geological evolution of the Subpolar Urals is analyzed. This allowed us to substantiate the most probable age of ore mineralization (~500 Ma) and to determine its epicontinental geotectonic setting. The mineralogical-geochemical features of ore mineralization of the deposit are a result of overprinting processes of weathering and metamorphism of greenschist facies of primary epithermal mineralization.

Золото-палладиевое месторождение Чудное сразу после его открытия в 1994 г. В.С. Озеровым привлекло к себе внимание необычностью породно-минеральной ассоциации, в которой совместились кислые вулканиты риолитового состава, вмещающие золото-палладиевую рудную минерализацию практически без сульфидов и жильного кварца, но включающую хромсодержащие слюды и широкий спектр редкоземельных минералов. Попытки найти аналоги среди российских и зарубежных месторождений с золото-палладиевой минерализацией не увенчались успехом. Это легло в основу выделения нового типа гидротермального Au-Pd-PЗЭ оруденения в риолитах [Тарбаев и др., 1996], названного впоследствии «малдинским» типом. Следует отметить, что в какой-либо тип обычно выделяется некая группа объектов, обладающая определенными особенностями, присущими именно этим объектам, а в данном случае известно только одно месторождение. По прошествии более чем 25 лет к этому типу не прибавилось ни одного аналогичного объекта.

Существуют проблемы и в определении места месторождения Чудное в современных классификациях золоторудных объектов, поскольку они опираются, в первую очередь, на их геотектоническую позицию [Robert et al, 2007; Sillitoe, 2008], но отсутствие надежных данных о возрасте рудной минерализации месторождения Чудное не позволяет корректно

решить этот вопрос. Нами сделана попытка проанализировать позицию этого месторождения в истории геологического развития Приполярного Урала, которая позволяет на историко-геологической основе обосновать вероятный возраст рудной минерализации и определить ее геотектоническую позицию.

Проведенные исследования базируются на обобщении обширных опубликованных материалов по Приполярному Уралу и результатах собственных 25-летних исследований этой территории. Учитывая хорошую геологическую изученность Приполярного Урала [Основные..., 2010; Пучков, 2020], кратко остановимся на особенностях его геологического строения и развития, акцентируя внимание преимущественно на моментах, существенно влияющих на его минерагенические особенности.

Приполярный Урал представляет собой выступ восточной окраины Восточно-Европейской платформы, претерпевший многократную тектоно-магматическую активизацию. В его пределах выделяются три структурно-вещественных комплекса: среднепротерозойский (няртинский), который относится к ранним доуралидам, рифей-венд-кембрийский (поздние доуралиды) и ордовикско-триасовый (уралиды). В относительных временных координатах по геологическим данным границы между ними установлены точно. Особенно четко в пределах всего Приполярного Урала прослеживается граница между доуралидами и уралидами. Порода фрагментарно развитой алькесвожской свиты и регионально проявленной тельпожской свиты нижнего ордовика с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на палеоповерхности рифей-вендского комплекса пород. Необходимо подчеркнуть наличие реликтов кембрийских кор выветривания или переотложенных продуктов их размыва (алькесвожская свита) в основании уралид.

На важное минерагеническое значение этого регионального несогласия обратил внимание В.С. Озеров [1989, 1993], выявивший в его пределах многочисленные проявления рудной минерализации. Это несогласие разделяет два контрастных породных комплекса, резко отличающихся по своему геологическому развитию. Доуралиды представлены комплексом метаморфических пород с различными по составу и возрасту магматитами. Перекрывающий комплекс уралид амагматичен. Многочисленные попытки выявить на Приполярном Урале магматические тела, секущие ордовикские и более молодые породы, не увенчались успехом.

По изотопно-геохронологическим данным, обобщенным в работе [Андреичев, 2010], формирование допалеозойских гранитов с возрастом 640–580 млн лет связано с субдукционно-коллизийными процессами при закрытии Протоуральского океана, а образование гранитов с возрастом 520–490 млн лет связано с эпиконтинентальным рифтингом, который предшествовал открытию Палеоуральского океана. Полученные K-Ar и некоторые Rb-Sr датировки гранитов с возрастом 400 млн лет соответствуют метаморфизму зеленосланцевой фации и диафорезу (250 млн лет), которые были наложены как на породы кристаллического фундамента, так и палеозойские породы осадочного чехла. Из этой схемы выпадают породы с кембрийскими датировками, к которым относятся и Малдинские риолиты. На примере Саблинской структуры, которую можно рассматривать в качестве аналога Малдинской структуры, Н.Ю. Никулова [2015, 2016] предложила модель ее развития на этапе смены обстановки эпиконтинентального рифтогенеза обстановкой пассивной континентальной окраины. Эта модель предполагает синхронное проявление в кембрии вулканизма и терригенного осадконакопления. Эту модель можно применить и для Малдинской структуры с поправкой на то, что в ее пределах широко проявились процессы формирования кор выветривания и перекрывающих осадков с продуктами их размыва.

Минерагения Приполярного Урала рассмотрена во многих работах [Фишман, Юшкин, 1980; Озеров, 1989, 1993]. Мы остановимся на последней минерагенической схеме региона, [Душин, 2021], в которой учтено большинство известных месторождений и рудопоявлений

на территории. В соответствии с этой схемой месторождение Чудное связано с Косвожско-Пагинским трахибазальт-трахириолитовым комплексом (D-C₁). Однако на территории не выявлены породы этого интрузивного комплекса, как и вообще постордовикские интрузивные породы [Андреичев, 2010]. Удивительно и то, что в соответствии с этой минерагенической схемой во временном интервале ~150 млн лет (верхний ордовик-триас) из эндогенных событий произошло только образование месторождения Чудное. Ранее Л.Н. Овчинников подчеркивал, что собственно рудообразующие процессы не существуют: они всегда являются частью более глобальных геологических процессов. В данном случае, предполагается, что эндогенный процесс, который создал месторождение Чудное, никак не проявился в геологической истории Приполярного Урала.

Обратимся к мнению исследователя, принимавшего участие в изучении этого объекта с момента его открытия. Я.Э. Юдович отмечает, что уникальность геохимической и минеральной ассоциации на месторождении является результатом сложных, длительных и многоступенчатых процессов с неоднократными проявлениями эндогенных и экзогенных процессов [Юдович и др., 2000, 2001]. Предлагается вероятная последовательность геологических процессов формирования и развития месторождения, в которой рудная минерализация формировалась в ранне-среднекембрийское время [Юдович и др., 2000].

Имеющиеся в нашем распоряжении собственные материалы и обширные опубликованные данные также свидетельствуют о полигенности золото-палладий-редкометалльной минерализации месторождения Чудное. Его уникальность определяется редкостью сочетания в пространстве и времени разнообразных эндогенных и экзогенных процессов. Если принять за основу венд-кембрийский возраст минерализации, а, следовательно, ее не только пространственную, но и парагенетическую связь с вулканидами, то месторождение можно отнести к эпitherмальным месторождениям, возможно, золото-селенидной формации [Спиридонов, 2010]. В предалькесовское время вмещающие риолиты и руды претерпели гипергенные преобразования с образованием мощной линейной коры выветривания вдоль малдинского разлома, которая частично была размыва и переложена как составная часть алькесовской свиты. Окончательное формирование минерализации связано с проявлением заключительного этапа метаморфизма, связанного с коллизионными процессами заключительной стадии герцинского тектогенеза в конце перми.

Литература

- Андреичев В.Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 11. С. 7–12.
- Душин В.А. Металлогения Ляпинского мегаблока (Приполярный Урал) // Известия Уральского государственного горного университета. 2021. Вып. 2 (62). С. 88–105.
- Никулова Н.Ю. Обломочные породы хребта Сабля (Приполярный Урал) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 49–56.
- Никулова Н.Ю., Удорткина О.В., Хубанов В.Б. Возраст песчаников в основании разреза уральца на хр. Сабля (Приполярный Урал) по результатам U-Pb датирования детритных цирконов // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 91. Вып. 1. С. 15–23.
- Озеров В.С. Экзогенная металлогения раннего палеозоя Приполярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока СССР. Т. 2. Сыктывкар, 1989. С. 132–133.
- Озеров В.С. Необходим пересмотр металлогенических концепций // Геология и металлогения Приполярного Урала. Сыктывкар, 1993. С. 35.
- Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.Н. Мельгунов. СПб: ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития // Геотектоника. 2020. № 1. С. 41–46.

Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации / Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Апатиты, 2010. С. 143–171.

Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В., Соболева А.А., Лапутина И.П. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 15–30.

Фишман М.В., Юшкин Н.П. Проблемы металлогении Европейского Северо-Востока. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1980. 29 с.

Юдович Я.Э., Козырева И.В., Кетрис М.П., Швецова И.В. Геохимия РЗЭ в зоне межформационного контакта на хр. Малдынырд (Приполярный Урал) // Геохимия. 2001. № 1. С. 1–13.

Юдович Я.Э., Козырева И.В., Кетрис М.П., Швецова И.В. Малдинский геохимический феномен: зона межформационного контакта на Приполярном Урале // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370. № 2. С. 231–236.

Robert F., Brommecker R., Bourne B., Dobak P., Mc Ewan C., Rowe R., Zhou X. Models and exploration methods for major gold deposit types // Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration. 2007. P. 691–711.

Sillitoe R.H. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings and metallogenic considerations // Economic Geology. 2008. Vol. 103. P. 663–687.

В.Д. Корзников¹, А.В. Козлов¹, В.В. Смоленский¹, С.К. Кузнецов²

¹ – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
s215018@stud.spmi.ru

² – Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

К вопросу о возрасте формирования золото-палладиевой минерализации месторождения Чудное (Приполярный Урал)

V.D. Korznikov¹, A.V. Kozlov¹, V.V. Smolensky¹, S.K. Kuznetsov²

¹ – St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

² – Institute of Geology KSC UB RAS, Syktyvkar, Russia

About the age of gold-palladium mineralization of the Chudnoe deposit (Subpolar Urals)

Abstract. The isotopic-geochronological study of zircon crystals from host rocks and Au-Pd ores of the Chudnoe deposit yielded a broad range of their concordant ages. The most compact age group of ~501 Ma is typical of zircons from rhyolite fragments from gold-bearing rhyolitic breccia with a fuchsite matrix; therefore a question of the age of the entire ore mineralization remains open.

Введение. Особенности вмещающих пород и руд месторождения Чудное описаны во многих источниках. В то же время, возраст рудной минерализации, являющийся ключевым для создания геолого-генетической модели оруденения данного типа, аналогов которого пока не обнаружено, остается среди нерешенных вопросов. Целью публикации является анализ

проблемы возраста рудной минерализации месторождения Чудное и оценка перспектив исследования U-Pb системы цирконов с позиции датирования оруденения месторождения.

Геологическое строение. Золото-палладиевое месторождение Чудное расположено на хребте Малдынырд (западный склон Приполярного Урала) и приурочено к осевой зоне Малдинской антиклинали, сложенной кислыми и основными вулканитами саблегорской свиты (рифей-венд) в ядре и терригенными образованиями алькесвожской и тельпосской свит (поздний кембрий и ордовик) на крыльях [Тарбаев и др., 1996]. Золоторудная минерализация контролируется Контактным и Малдинским разломами и приурочена к риолитам саблегорской свиты, в которых присутствуют многочисленные тонкие золотоносные фукситовые прожилки. Содержание золота варьирует от нескольких до сотен граммов на тонну [Кузнецов и др., 2018]. В тесной ассоциации с золотом на месторождении наблюдаются минералы металлов платиновой группы и редкоземельных элементов: алланит, монацит, цинкохромит, ксенотим, черновит, мертиит (изомертиит), атенеит и др. Данная особенность определила выделение нового золото-палладий-редкоземельного малдинского типа руд [Тарбаев и др., 1996].

На основе геологических и геохронологических данных возраст рудной минерализации рассмотрен как докембрийский [Галанкина, 2001; Ефанова, 2001] или палеозойский [Кузнецов, Андреичев, 1998; Моралев и др., 2005] (табл.). Данные в таблице показывают, что на данный момент нет единства во взглядах на возраст золото-палладиевой минерализации.

Методика. Авторами изучены четыре мономинеральные пробы циркона, выделенные из 1) гравелитов с фукситом и золотом (алькесвожская свита, кар озера Грубепендиты); 2) темных риолитов; 3) осветленных брекчированных риолитов с фукситом и золотом; 4) зеленоватых брекчированных риолитов (саблегорская свита, месторождение Чудное). Вмещающие породы и цирконы изучены на оптическом микроскопе Leica DM2700P. Часть цирконов отобрана для геохронологических исследований. Цирконы изучены на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8230 Superprobe (СПбГУ, аналитик А.С. Иванов). U-Pb возраст цирконов определен методом ЛА-ИСП-МС (ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», г. Екатеринбург). Процедура измерения U-Pb-изотопных отношений и алгоритм расчета возраста изложены в [Зайцева и др., 2016]. Также исследованы цирконы, находящиеся во фрагментах риолитов в аншлифе из риолитовой брекчии с фукситовым цементом. Аншлиф изучался на оптическом микроскопе Leica DM2700P, U-Pb возраст циркона определен методом ЛА-ИСП-МС в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). При обработке данных часть результатов с высокой дискордантностью ($D > 10\%$) исключена из выборки, для интерпретации использованы 11 датировок для мономинеральных проб и пять – для аншлифа.

Результаты. Изученные риолиты – это метаморфизованные массивные породы редкопорфировой структуры. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом (КПШ) и кварцем в разных соотношениях, количество варьирует от 3 до 10 %, размеры – ~1 мм. По КПШ развивается шахматный альбит, кварц образует резорбированные изометричные зерна. Кварц-полевошпатовая цементирующая масса имеет микропиклобластовую структуру за счет девитрификации первичной структуры. Измененные разности имеют вишнево-серый цвет, связанный с гематитизацией породы (темные риолиты), светло-серый цвет из-за мусковитизации (осветленные брекчированные риолиты) и зеленоватый цвет за счет фукситизации (зеленоватые брекчированные риолиты).

Гравелиты алькесвожской свиты представлены метагравелитами с хлоритоидом и фукситовыми прожилками. Обломки сложены кварцем и метапесчаниками. Матриksom служит мелкозернистая полевошпат-серицит-кварцевая ткань с гематитовым пигментом.

Большинство исследованных цирконов из риолитов представлено изометричными, удлиненными и таблитчатыми бесцветными, реже желтоватыми или буроватыми зёрнами с различным удлинением (до 2.5 и более). Размер зёрен варьирует от 15 до 90 мкм, средний размер

Результаты основных исследований возраста на месторождении Чудное

Объект	Метод	Возраст, млн лет	Ссылка	Комментарий
Алланит	Sm-Nd	~630	[Галанкина, 2001]	Возраст оруденения. Датировка РЗЭ минералов; большая погрешность из-за узкого диапазона вариаций Sm-Nd отношений.
Циркон из риолитов	Pb-Pb	516 ± 19 и 519 ± 17	[Соболева, Андреичев, 1997]	Возраст образования вулканитов саблегорской свиты. Относительно надежная датировка.
Циркон из риолитов и фукситовых прожилков	U-Pb	510 ± 9	[Галанкина, 2001]	Возраст оруденения. Надежная датировка, значимые различия в возрасте цирконов из риолитов и из фукситовых прожилков отсутствуют. Значения возраста, близкие к результатам [Соболева, Андреичев, 1997].
Детритовый циркон из алькесвожской свиты	U-Pb	~501	[Никулова, Хубанов, 2022]	Возраст риолитов верхней подсвиты саблегорской свиты. Возраста цирконов в популяции варьирует от 512 ± 5 до 479 ± 7 млн лет.
Фуксит из рудных прожилков	Ar-Ar	254 ± 0.4	[Моралев и др., 2005].	Возраст формирования фуксита и оруденения. Датировка интерпретируется как возраст наложенного на фуксит гидротермального события, предшествовавшего или приведшего к образованию оруденения.
Гидротермальный альбит, фуксит из рудных прожилков, измененный риолит	Rb-Sr	249 ± 2	[Кузнецов, Андреичев, 1998]	Возраст формирования фуксита и альбита. Вторая изохрона, полученная в исследовании, дает возраст в 390 млн л. и связывается с возрастом регионального метаморфизма зеленосланцевой фации.

– около 40 мкм. Характерны сколы, трещиноватость, а также присутствие флюидных и/или минеральных включений различной формы размером до 15 мкм. Во включениях присутствуют кварц, КППШ и ксенотим. Цирконы из гравелитов характеризуются относительно большим размером и слабой трещиноватостью.

ЛА-ИСП-МС исследование цирконов не дало обоснованного ответа на вопрос возраста рудной минерализации. Как видно из диаграммы (рис. а), многие датировки находятся на конкордии, но довольно сильно разнесены вдоль нее. Цирконы из гравелитов алькесвожской свиты имеют возраст ~530 млн лет, датировки цирконов из всех риолитов расположены около возраста 440 млн лет (изменения риолитов не оказали видимого влияния на разброс возраста). Две точки в районе 340 млн лет получены для бурых сильно трещиноватых частично изотропных метамиктных цирконов из темных риолитов. Такая датировка может быть связана с частичной переустановкой U-Pb системы и выносом U и Pb в результате более позднего гидротермального процесса. Результаты ЛА-ИСП-МС анализа цирконов без видимых вторичных изменений из слабоизмененных обломков риолитов из брекчии с фукситовым цементом образуют компактный кластер (рис. б), указывающий на возраст ~501 млн лет.

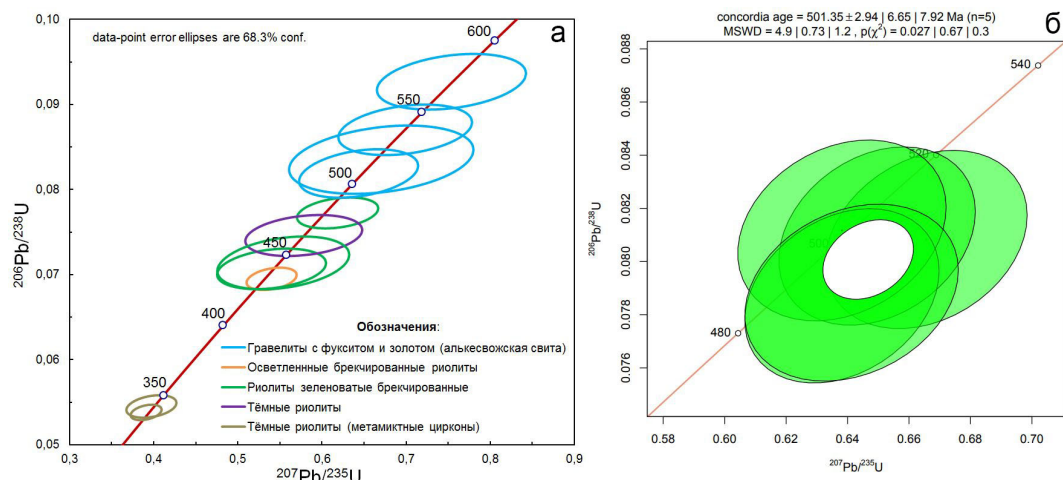


Рис. Диаграммы с конкордией для зерен мономинеральных проб циркона из риолитов месторождения Чудное и гравелитов алькесвожской свиты (а) и зерен циркона из риолитовой брекчии с фукситовым цементом (б).

С точки зрения полученных результатов интересным является исследование детритовых цирконов из алькесвожской толщи, перекрывающей с размывом риолиты саблегорской свиты, вмещающей оруденение Чудного [Никулова, Хубанов, 2022]. Этими авторами выделено несколько популяций детритовых цирконов, в том числе, вендско-раннекембрийская ($555 \pm 6 - 523 \pm 5$ млн лет с максимумом плотности вероятности 539 млн лет) и позднекембрийско-раннеордовикская ($512 \pm 5 - 479 \pm 7$ млн лет с максимумом плотности вероятности 501 млн лет). Значения $\text{Th}/\text{U} > 1$ для цирконов первой популяции могут указывать на их происхождение из гипотетических магматических пород основного состава. Источником цирконов второй популяции считаются риолиты верхней подсвиты саблегорской свиты.

Наши датировки цирконов из гравелитов примерно соответствуют вендско-раннекембрийской популяции, а датировки цирконов из риолитов оказались моложе позднекембрийско-раннеордовикской популяции. Датировка цирконов из аншлифа совпала с максимумом плотности вероятности позднекембрийско-раннеордовикской популяции.

Выводы. Таким образом, изотопно-геохронологическое датирование цирконов отражает возраст только самих цирконов. Для привязки этого возраста к конкретным минералообразующим процессам необходимо выявление генетических взаимоотношений цирконов с другими минералами, поэтому предпочтительно осуществлять датирование цирконов в препаратах, изготовленных непосредственно из пород или руд. Цирконы, выделенные при дроблении минеральных агрегатов, подходят для датирования однородных магматических пород, но не позволяют корректно интерпретировать геохронологические данные для неоднородных рудных образований.

Литература

- Галанкина О.Л. Особенности минералогии палладий-золотых проявлений Приполярного Урала. Автореф. дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. СПб, 2001.
- Ефанова Л.И. Алькесвожская толща на севере Урала, стратиграфия, литология, металлоносность. Автореф. дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2001.

Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. U-Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20. № 4. С. 294–306.

Кузнецов С.К., Андреичев В.Л. Возраст золото-фукситовой минерализации в риолитах хребта Малдынырд // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Материалы Всероссийской конференции. Сыктывкар, 1998. С. 18–19.

Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Сокерина Н.В., Глухов Ю.В. Золотоносные районы Западного склона Севера Урала и Тимана // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2018. № 4(36). С. 81–94.

Моралев Г.В., Борисов А.В., Суренков С.В. и др. Первые $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -датировки слюд Au-Pd-P3Э-проявления Чудное (Приполярный Урал) // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400. № 2. С. 243–246.

Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Первые U/Pb-данные о возрасте детритового циркона из песчаников золотоносной верхнекембрийско-нижнеордовикской алькесвожской толщи (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2022. № 5.

Соболева А.А., Андреичев В.Л. Вулканно-плутоническая ассоциация габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава на Приполярном Урале // Гранитоидные вулканно-плутонические ассоциации. Сыктывкар, 1997. С. 38–39.

Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 15–30.

С.Ю. Степанов¹, Р.С. Паламарчук², А.В. Корнеев²

¹ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
Stepanov-I@yandex.ru

² – Ильменский государственный заповедник
ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Ключевые геохимические особенности интрузивных пород Платиноносного пояса Урала

S.Yu. Stepanov¹, R.S. Palamarchuk², A.V. Korneev²

¹ – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

² – Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Key geochemical features of intrusive rocks of the Urals Platinum belt

Abstract. The study is devoted to the analysis of trace element distribution in intrusive rocks of the Ural-Alaskan type massifs. The variable concentration and distribution patterns of rare earth and transition elements indicate the genetic relationship of all rocks of the dunite-clinopyroxenite-gabbro complex of the intrusions of the Urals Platinum Belt. The successive evolution of silicate melts from dunites to gabbro is accompanied by the evolution of ore-forming process, which is most clearly expressed in the fractionation of platinum group elements.

Массивы Платиноносного пояса Урала (ППУ) сформированы на ранних этапах становления Тагильской мегазоны в условиях заложения островодужной системы. Ключевая закономерность эволюции магматизма ППУ установлена еще А.Н. Заварицким [1928] и сводится к последовательной смене интрузивных пород от наиболее ультраосновного состава к более кислым в направлении с запада на восток. В результате изучения интрузивного магматизма

ППУ выделено шесть магматических серий [Ферштатер, 2013]: дунит-клинопироксенит-габбровая, габбровая, анатектическая лейкогаббро-анортозит-плагиогранитовая, клинопироксенит-меланогаббровая, габбро-диорит-гранитоидная и мелкозернистых и амфиболовых габбро. Три первые серии, по мнению авторов, относятся к раннему этапу формирования островодужных магматитов Тагильской мегазоны, в связи с чем их характеристике будет уделено основное внимание в нашей работе. Необходимо отметить, что выделение перечисленных серий несколько громоздко и не всегда обосновано с геологической точки зрения. Более удобная систематика магматизма ППУ предложена в рамках государственных геологических карт. В серийной легенде в ультрамафит-мафитовых интрузивах ППУ установлены породы трех комплексов: качканарского, тагило-кытлымского и волковского [Жданов и др., 2009]. Они относятся к ранее выделенным дунит-пироксенитовой и габбровой ассоциациям пород [Масайтис и др., 1979], объединенным в дунит-клинопироксенит-габбровую ассоциацию [Андреева и др., 1985], которую впоследствии стали рассматривать как самостоятельную формацию. Таким образом, на основании геологического картографирования и тектонического районирования клинопироксенит-дунитовые, дунит-клинопироксенит-габбровые, клинопироксенит-габбровые и габбровые интрузивы ППУ – это продукты кристаллизации близких по составу и генезису расплавов, сформированные в единый тектономагматический цикл, соответствующей ранним этапам становления островодужной системы. С целью подтверждения этого предположения выполнен анализ распределения элементов-примесей во всех главных разновидностях интрузивных пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации на Урале: дунитах, пироксенитах, габбро.

Дуниты ППУ (41 образец) отобраны из массива Желтая сопка (Денежкин камень), Иовского дунитового тела, Каменушенского, Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского массивов; клинопироксениты (21 образец) – из Светлоборского, Качканарского и Кумбинского массивов; габбро (70 проб) – из Кумбинского, Серебрянского, Волковского и Качканарского массивов. Для всех образцов проведены петрографические исследования, определены содержания главных порообразующих компонентов, а также элементов-примесей методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой.

Установлено, что РЗЭ интрузивных пород массивов Урало-Аляскинского типа последовательно накапливаются с увеличением концентрации от дунитов (наиболее ранних пород) к наиболее поздним габброидам (рис. 1). Минимальные содержания РЗЭ в дунитах объясняются отсутствием минералов этих элементов, а также кумулятивной природой образования оливина, по составу являющегося высокомагнезиальным форстеритом. Верлиты занимают промежуточное положение по концентрации РЗЭ между дунитами и клинопироксенитами. Клинпироксениты максимально обогащены РЗЭ среди ультрамафитов ППУ. Важно подчеркнуть, что габбро характеризуются сопоставимым с клинопироксенитами уровнем концентрации РЗЭ. Спектр распределения РЗЭ в некоторых обыкновенных габбро и габброноритах, в целом, наименее обогащенных РЗЭ, характеризуется ярко выраженной положительной Eu аномалией (рис. 1б). Эти разновидности габбро сформированы на ранних этапах кристаллизации расплавов основного состава в условиях низкой фугитивности кислорода, благоприятных для вхождения Eu в плагиоклаз, что обусловило его положительную аномалию. Еще одной важной особенностью распределения РЗЭ в клинопироксенитах является проявление тетрад-эффекта, свидетельствующего о высокой активности водного флюида в ходе кристаллизации расплавов [Скублов, 2005]. Этот эффект проявлен и в габброидах, однако, в меньшей степени.

Определяющее значение для оценки эволюции рудообразующей системы, связанной с магматическим этапом становления интрузивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации является анализ закономерностей распределения транзитных элементов (рис. 2). Осо-

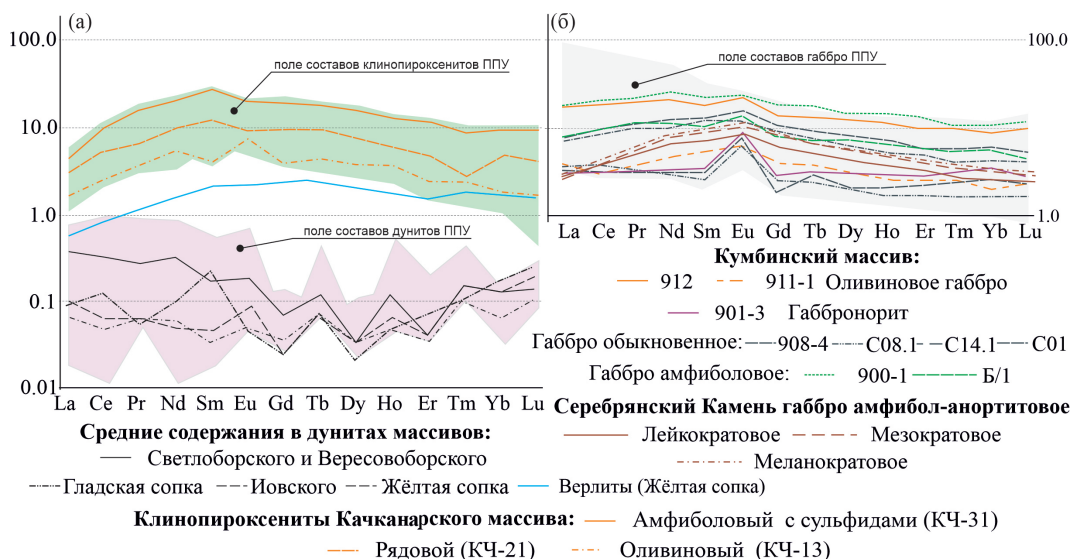


Рис. 1. Закономерности распределения редкоземельных элементов в породах зональных дунит-клинопироксенит-габбровых интрузивов Урала.

Здесь и на рис. 2, содержания элементов нормированы на хондрит, по [McDonough, Sun, 1995].

бенностью дунитов по сравнению с другими породами массивов Урало-Аляскинского типа является наименьшее содержание Ti и V, но максимальное – Cr, Co и Ni. По мере возрастания содержания моноклинного пироксена в дунитах и перехода их в верлиты содержание Ni и Cr снижается, а концентрация Ti и V возрастает, достигая максимума в рудных клинопироксенитах (магнетита более 30 об. %). Спектры распределения транзитных элементов в различных разновидностях клинопироксенитов и габбро схожи. В этих породах практически отсутствуют Ni и Co и наблюдается минимальное содержание Cr. В габбро и клинопироксенитах (с рядовым содержанием магнетита) концентрации Ti и V сопоставимо высокие при повышенном содержании Cu. Таким образом, формирование дунитов сопровождается кристаллизацией хромшпинелидов, концентрирующих практически весь Cr из рудообразующей системы, а формирование оливина приводит к полному фракционированию Ni и Co из расплава. Последовательная эволюция расплавов, очевидно, с возрастанием фугитивности кислорода [Amosse et al., 2000] приводит к активной кристаллизации магнетита – основного концентратора Ti и V. Совместно с кристаллизацией магнетита формировались медные сульфиды, что выражается в обогащении Cu некоторых клинопироксенитов и практически всех разновидностей габброидов с вкрапленными медными рудами.

Распределение благородных металлов в интрузивных породах ППУ контрастно отличается для дунитов и остальных пород [Stepanov et al., 2023]. В дунитах благороднометалльная минерализация ассоциирует с хромититами. Из числа элементов платиновой группы преобладают Pt, Os и Ir. Эти элементы преимущественно встречаются в самородном виде. Во всех разновидностях клинопироксенитов и габбро из числа благородных металлов преобладают Pd и Au, в подчиненном количестве распространена Pt. Среди минералов платиновой группы абсолютно преобладают теллуриды, сульфиды, арсениды и стибниды ЭПГ. Эти минералы обнаруживаются в устойчивом парагенезисе с сульфидами Cu.

Исходя из закономерностей распределения элементов-примесей в интрузивных породах ППУ, можно предложить модель эволюции процессов рудообразования. Изменение характера концентрации и распределения редкоземельных и транзитных элементов, а также

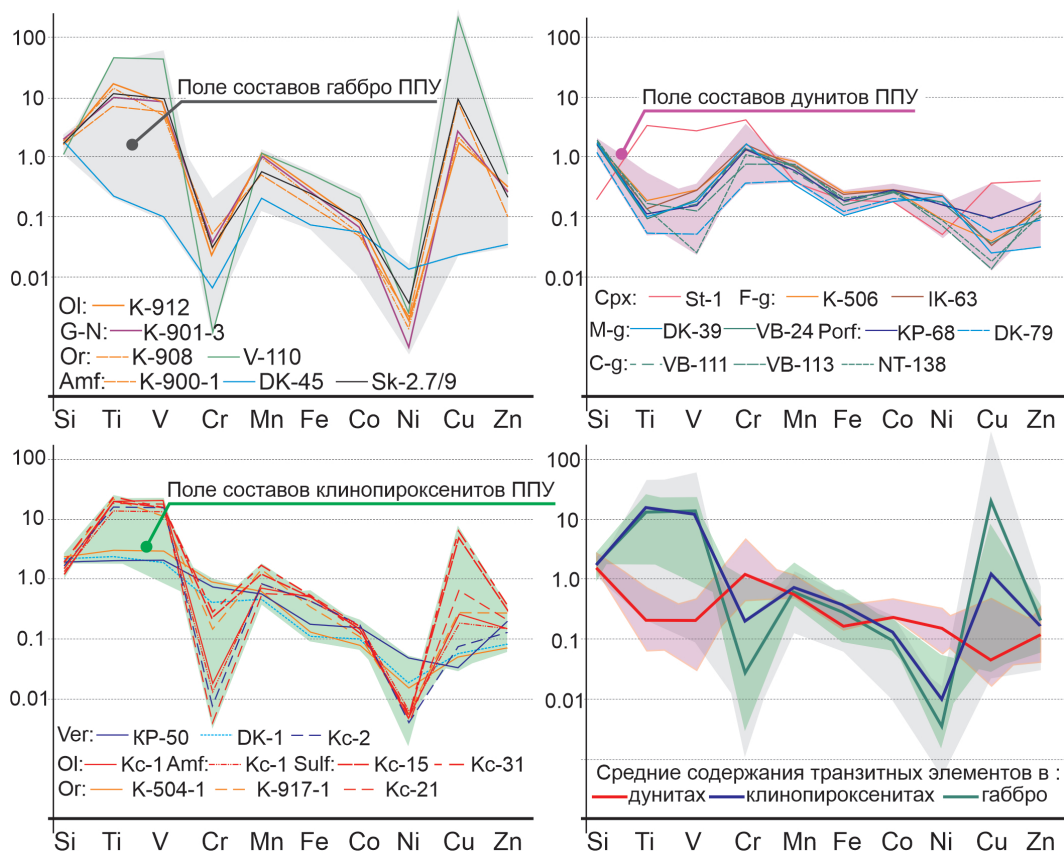


Рис. 2. Закономерности распределения транзитных элементов в интрузивных породах ППУ (рудные разновидности не рассматриваются).

Разновидности габбро: Ol – оливиновые, Or – обыкновенные, Amf – амфиболовые, G-N – габбро-нориты; Вер – верлиты, клинопироксениты: Ol – оливиновые, Or – обыкновенные с рядовой вкрапленностью магнетита, Sulf – с вкрапленностью медных сульфидов халькопирита и борнита; дуниты: Cpx – клинопироксеновые, F-g – мелкозернистые, M-g – среднезернистые, Porf – порфировидные средне-крупнозернистые, C-g – грубозернистые и пегматоидные. Массивы: К – Кумбинский, V – Волковский, DK – Денежкин Камень, Sk – Серебрянский Камень, KP – Каменушенский, Kc – Качканарский, St – Соновское тело, IK – Ивовское тело, VB – Вересовоборский, NT – Нижнетагильский.

благородных металлов в породах изученных интрузивов ППУ указывает на последовательную эволюцию магматического расплава, сформировавшегося в результате плавления одного субстрата в аналогичных геодинамических условиях приблизительно в одно и то же время. Установленные закономерности позволяют объединять дуниты и различные типы клинопироксенитов и габбро в единую формацию. Эволюция рудообразования в интрузивных породах этой формации может быть объяснена последовательным понижением температуры кристаллизации расплавов и смены окислительно-восстановительных условий. На ранних этапах существования рудно-магматической системы при низких значениях фугитивности кислорода формировались дуниты совместно с хромититами, и эти породы концентрировали тугоплавкие платиноиды, хром, кобальт и никель. Понижение температуры минералообразования, возрастающее содержание кремнекислоты в расплавах в совокупности с возрастанием фугитивности кислорода привело к активной кристаллизации магнетита сначала в

клинопироксенитах, а затем – в габбро. Зарождение и рост магнетита в расплаве привели к локальному дефициту железа в рудообразующей среде и резкому скачкообразному снижению активности кислорода [Milidragovic et al., 2021]. Совокупность этих явлений повлекла восстановление серы в силикатных расплавах до сульфидной формы с формированием сульфидной жидкости, пересыщенной медью и обедненной железом. Полное отсутствие никеля в составе этой жидкости обусловлено фракционированием этого элемента из расплавов в оливин на стадии образования дунитов. Таким образом, в некоторых разновидностях клинопироксенитов и габбро возникли уникальные, характерные только для массивов Урало-Аляскинского типа медно-сульфидные (преимущественно, борнитовые) руды с высоким содержанием Au и Pd.

Работа выполнена за счет Российского научного фонда (грант № 22-17-00027), <https://rscf.ru/project/22-17-00027/>.

Литература

- Андреева Е.Д., Богатилов О.А., Борсук А.М. и др. Магматические горные породы. Т. 2. М.: Наука, 1985. 488 с.
- Жданов А.В., Водозазская В.П., Ковригина Е.К. и др. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
- Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.
- Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др. Магматические формации СССР. т. 1. Л.: Недра, 1979. 318 с.
- Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб: Наука, 2005. 147 с.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Amosse J., Dable P., Allibert M. Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs fO_2 and fS_2 in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements // Mineralogy and Petrology. 2000. Vol. 68. P. 29–62.
- McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.
- Milidragovic D., Nixon G.T., Scoates J.S., Nott J.A., Spence D.W. Redox-controlled chalcophile element geochemistry of the Polaris Alaskan-type mafic-ultramafic complex, British Columbia, Canada // The Canadian Mineralogist. 2021. Vol. 59. P. 1627–1661.
- Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Kutyrev A.V., Shilovskikh V.V., Petrov S.V. Mineralogy and geochemistry of platinum-group elements in the zoned mafic-ultramafic intrusions of the Uralian Platinum belt, Russia // Journal of geochemical exploration. 2023. Vol. 246. № 246. P. 1–16.

Микровключения минералов ЭПГ в гарцбургитах Иджимского мафит-ультрамафитового массива (Западный Саян)

A.N. Yurichev
Tomsk State University, Tomsk, Russia

Microinclusions of PGE minerals in harzburgites of the Idzhim mafic-ultramafic massif (Western Sayan)

Abstract. Microinclusions of PGE minerals are found for the first time in pentlandite from harzburgites of the Idzhim mafic-ultramafic massif, Kurtushiba ophiolite belt, Western Sayan. The PGE minerals include Os–Ir solid solutions and less frequently erlichmanite (Os,Ir) S_2 . The accessory primary sulfides (mostly pentlandite) are one of the main PGE hosts in restite ultramafic rocks. The finding of PGE minerals in accessory pentlandite emphasizes their primary mantle origin syngenetic with similar inclusions in Cr-spinels of chromitites.

Иджимский мафит-ультрамафитовый массив локализован на юго-западном окончании Куртушибинского офиолитового пояса Западного Саяна и является одним из наиболее крупных тел, входящих в его состав. Он протягивается от р. Узюп до бассейна р. Коярд на ~60 км при максимальной ширине до 8 км и обнажается на площади около ~180 км². В его составе выделяются породы дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, мощности которых изменяются в интервале от 20 м до первых сантиметров. Часто в дунитах наблюдаются следы интенсивных пластических деформаций [Леснов и др., 2019; Сибилев, 1980]. Среди ультрамафитов отмечены жилообразные тела ортопироксенитов и вебстеритов. Серпентиниты представлены лизардитовыми, хризотилowymi, антигоритовыми, лизардит-хризотилowymi и лизардит-антигоритовыми разновидностями. Вблизи контактов с габброидами серпентиниты подверглись диопсидизации, амфиболизации, хлоритизации, оталькованию и карбонатизации. Среди габброидов выделяются эвкритовые габбро, габбронориты и нормальные габбро. Габброиды, инъецирующие гарцбургиты, дуниты и серпентиниты, образовались позднее ультрамафитов, но, несмотря на перерыв в их формировании, также имеют кембрийский возраст [Леснов и др., 2005].

В пределах Иджимского массива расположено крупное Саянское месторождение, а также менее крупное Сатпыйское месторождение хризотил-асбеста [Сибилев, 1980]. Значимые хромитовые проявления в пределах массива не выявлены.

Минералы платиновой группы (МПГ) найдены в гарцбургитах исследуемого массива. Макроскопически они представляют собой мелко-среднезернистые породы серого, темно-серого цвета нередко с неравномерными белыми примазками, вследствие частичного замещения серпентином. Текстура пород массивная. Под микроскопом они обнаруживают первичную гипидиоморфнозернистую структуру, образованную идиоморфным оливином (0.1–2.0 мм) и ксеноморфным по отношению к нему ортопироксеном (до 2 см). На первичную структуру обычно накладывается вторичная петельчатая структура, связанная с развитием серпентина.

Первичный количественно-минералогический состав: оливин (75–95 %), ортопироксен (5–25 %), хромшпинелиды – от единичных обособленных зерен до 4 %. Последние представлены, преимущественно, магнизальным алюмохромитом (MgO 11.5–13.5 мас. %, Al₂O₃ 19.0–26.1 мас. %, Cr₂O₃ 44.1–50.4 мас. %), а в интенсивно преобразованных гарцбургитах – субалюмохроммагнетитом и хроммагнетитом.

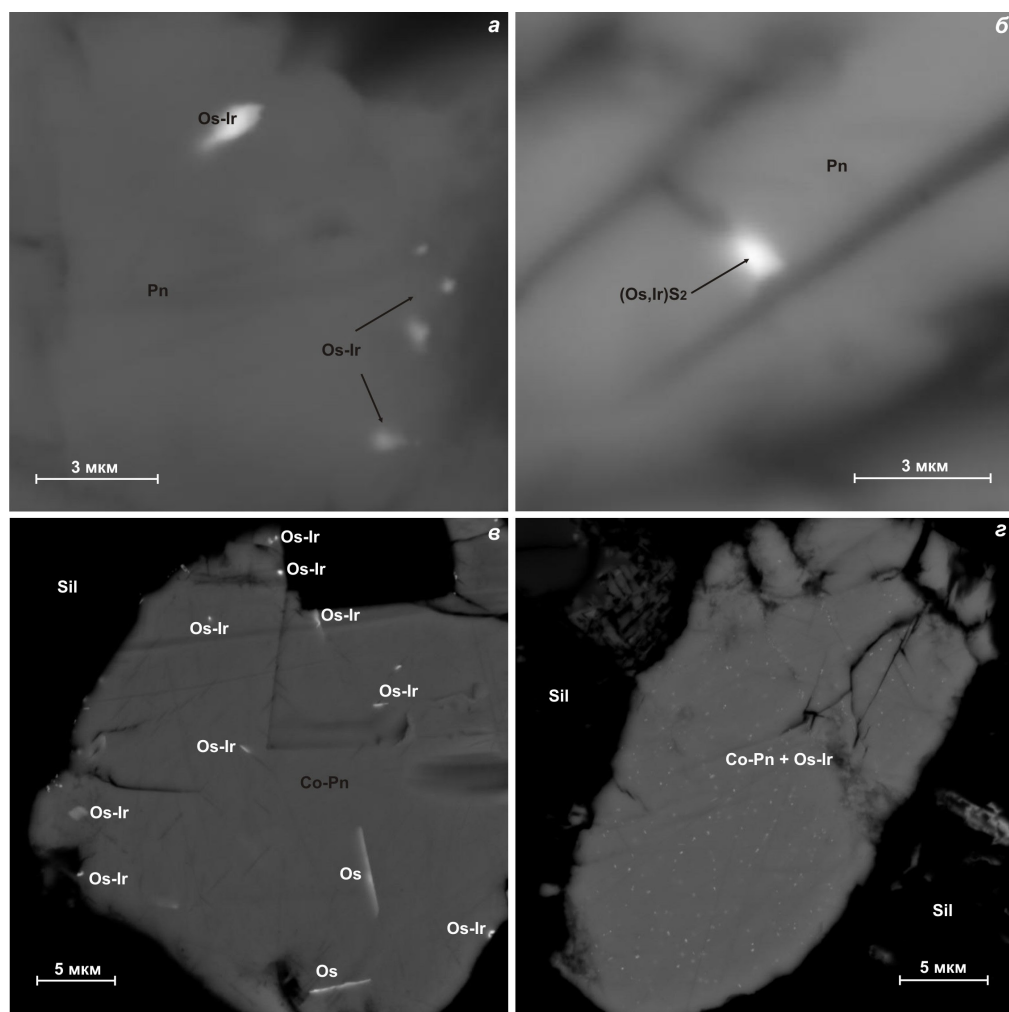


Рис. Микровключения минералов ЭПГ в пентландитах из гарцбургитов Иджимского мафит-ультрамафитового массива.

BSE фото. Pn (Co-Pn) – пентландит (кобальтистый пентландит); Sil – лизардит-хлоритовый агрегат.

При микроскопическом изучении аншлифов гарцбургитов обнаружены акцессорные сульфиды (пентландит, аргентит, халькопирит, галенит, сфалерит), аварунит (FeNi_3), вайраунит (CoFe), самородные серебро, железо, никель и медистое золото, неидентифицированные интерметаллические соединения (Cu-Co , Zn-Cu , Cu-Pb) и МПГ. Последние наблюдаются в виде гипидиоморфных и ксеноморфных микроскопических зерен размером до 3 мкм, главным образом, внутри зерен пентландита или аварунита. В зернах хромшпинелидов минералы ЭПГ не выявлены.

Пентландит и его кобальтистая разновидность наиболее богата МПГ. В большинстве случаев это неравномерная сыпь обособленных тонкодисперсных выделений (рис. а–в), иногда – однородная вкрапленность, с формированием своеобразной «пудинговой» структуры по аналогии с английским термином «puddingstone» (рис. г). Ранее аналогичная структура была

Химический состав аксессуарных МПГ из гарцбургитов Иджимского массива, мас. %

Образец	Os	Ir	Ni	S	Сумма	Формула
Иридосмин						
112-171	54.13	45.49	—	—	99.62	$\text{Os}_{0.55}\text{Ir}_{0.45}$
112-175	51.33	48.34	—	—	99.67	$\text{Os}_{0.52}\text{Ir}_{0.48}$
112-176	58.04	42.06	—	—	100.10	$\text{Os}_{0.58}\text{Ir}_{0.42}$
112-172	58.69	41.03	—	—	99.72	$\text{Os}_{0.59}\text{Ir}_{0.41}$
112-173	54.62	43.43	1.75	—	99.80	$\text{Os}_{0.53}\text{Ir}_{0.42}\text{Ni}_{0.05}$
112-185	55.41	40.32	3.57	—	99.30	$\text{Os}_{0.52}\text{Ir}_{0.37}\text{Ni}_{0.11}$
112-186	51.91	43.66	3.65	—	99.22	$\text{Os}_{0.49}\text{Ir}_{0.40}\text{Ni}_{0.11}$
112-188	55.02	43.77	1.32	—	100.10	$\text{Os}_{0.54}\text{Ir}_{0.42}\text{Ni}_{0.04}$
112-189	52.91	45.21	1.33	—	99.45	$\text{Os}_{0.52}\text{Ir}_{0.44}\text{Ni}_{0.04}$
112-179	73.25	26.48	—	—	99.73	$\text{Os}_{0.74}\text{Ir}_{0.26}$
112-174	60.52	39.48	—	—	100.00	$\text{Os}_{0.61}\text{Ir}_{0.39}$
112-104	50.52	48.85	—	—	99.37	$\text{Os}_{0.51}\text{Ir}_{0.49}$
112-105	51.59	47.77	—	—	99.36	$\text{Os}_{0.52}\text{Ir}_{0.48}$
112-106	51.28	47.44	—	—	98.72	$\text{Os}_{0.52}\text{Ir}_{0.48}$
112-112	59.01	41.11	—	—	100.12	$\text{Os}_{0.59}\text{Ir}_{0.41}$
112-113	58.09	41.42	—	—	99.51	$\text{Os}_{0.59}\text{Ir}_{0.41}$
112-114	61.21	36.62	1.48	—	99.31	$\text{Os}_{0.60}\text{Ir}_{0.35}\text{Ni}_{0.05}$
112-122	50.53	49.64	—	—	100.17	$\text{Os}_{0.51}\text{Ir}_{0.49}$
112-126	50.30	48.45	—	—	98.75	$\text{Os}_{0.51}\text{Ir}_{0.49}$
112-129	57.20	41.41	—	—	98.61	$\text{Os}_{0.58}\text{Ir}_{0.42}$
112-130	57.88	41.64	—	—	99.52	$\text{Os}_{0.58}\text{Ir}_{0.42}$
Осмирид						
112-120	48.36	51.62	—	—	99.98	$\text{Ir}_{0.51}\text{Os}_{0.49}$
112-125	44.54	54.29	—	—	98.83	$\text{Ir}_{0.55}\text{Os}_{0.45}$
Эрлихманит						
14-116	65.42	10.77	—	23.28	99.47	$(\text{Os}_{0.94}\text{Ir}_{0.15})_{1.09}\text{S}_{1.91}$
112-159/1	38.35	35.53	—	25.45	99.33	$(\text{Os}_{0.51}\text{Ir}_{0.47})_{0.98}\text{S}_{2.02}$
112-168/1	45.51	28.83	—	25.38	99.72	$(\text{Os}_{0.60}\text{Ir}_{0.38})_{0.98}\text{S}_{2.02}$

Примечание. Химический состав проанализирован на электронных микроскопах Tescan Mira 3 LMU с ЭДС UltimMax100 (Oxford Instruments) 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 Ru, Os, Ir и Ni были применены чистые металлы, для S – пирит. Использованы аналитические линии: L α для Ru, Ir, K α для Ni, S; M α для Os.

отмечена в породах офиолитового комплекса п-ова Камчатский мыс [Савельев, Философова, 2017]. Более крупные выделения (до 2 мкм) позволили проанализировать их химический состав, который преимущественно соответствует Os–Ir твердым растворам (иридосмину Os, Ir и, редко, осмириду Ir, Os) и, значительно реже, эрлихманиту (Os, Ir) S_2 (табл.). В составе иридосмина часто обнаруживается примесь Ni (до 3.7 мас. %).

Микровключения МТР Os–Ir специализации и эрлихманита, выявленные в пентландите из иджимских гарцбургитов, по нашему мнению, первичные, наиболее высокотемпературные мантийного происхождения. Аргументом в пользу этого предположения выступает факт ограниченного изоморфизма между указанными платиноидами, область смесимости которых расширяется при высоких температурах и давлениях [Благородные..., 1984]. В мантийных высокобарических условиях первый кристаллизуется иридий и иридоосмин [Bird, Bassett, 1980; Дистлер и др., 1986; Tolstykh et al., 2002]. Данные выводы подтверждаются химическим составом изученных твердых растворов (табл.). Сульфид (Os, Ir) S_2 отнесен к этой стадии на основании того, что для образования эрлихманита требуется более высокая активность серы, чем для лаурита (Ru S_2), что может быть реализовано в условиях недеплетированной мантии, т. к. при парциальном плавлении сера уходит, и в рестите остаются только твердые раствор Os–Ir–Ru [Barnes et al., 1985].

Таким образом, проведенные исследования иджимских гарцбургитов, наряду с ранее полученными данными [Макеев, Брянчанинова, 1999; Савельев, Философова, 2017; Савельев и др., 2018], показывают, что акцессорные первичные сульфиды (преимущественно, пентландит) могут являться одними из главных концентраторов ЭПГ в реститовых ультрамафитах. При этом приуроченность микровыделений платиноидов к акцессорному пентландиту подчеркивает их первичное мантийное происхождение, очевидно, сингенетичное с подобными включениями в хромшпинелидах хромититов.

Литература

- Благородные металлы. Справочник / Ред. Е.М. Савицкий. М.: Металлургия, 1984. 592 с.
- Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезиса платиновых металлов в альпинотипных гипербазах // Геология рудных месторождений. 1986. № 5. С. 16–33.
- Леснов Ф.П., Кузугет К.С., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: Гео, 2019. 350 с.
- Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Ойдул Ч.К., Попов В.А. Структурно-генетические взаимоотношения ультрамафитов и габброидов в Куртушибинской офиолитовой ассоциации (Западный Саян) // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2005. С. 59–61.
- Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб: Наука, 1999. 252 с.
- Савельев Д.Е., Сергеев С.Н., Блинов И.А. Акцессорная минерализация в хромититах мантийного разреза офиолитов Крака // Вестник Академии наук РБ. 2018. Т. 29. № 4(92). С. 63–72.
- Савельев Д.П., Философова Т.М. Микровключения минералов элементов платиновой группы и золота в породах офиолитового комплекса п-ова Камчатский мыс // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 2(34). С. 5–13.
- Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
- Barnes S.J., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // Chemical Geology. 1985. Vol. 53. P. 303–323.
- Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // Journal of Geophysical Research. 1980. Vol. 85. P. 5461–5470.
- Tolstykh N., Krivenko A., Sidirov E., Laajoki K., Podlipsky M. Ore mineralogy of PGM placer in Siberia and the Russian Far East // Ore Geology Reviews. 2002. Vol. 20. P. 1–25.

Е.А. Рубцова

*Институт геологии рудных месторождений,
минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
Московский государственный университет, г. Москва
rkata@mail.ru*

**Экспериментальное изучение состояния палладия в сверхкритическом
сульфидном гидротермальном флюиде**
(научный руководитель д.г.-м.н. Б.Р. Тагиров)

E.A. Rubtsova

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and
Geochemistry RAS, Moscow, Russia
Moscow State University, Moscow, Russia*

**Experimental modeling of Pd transport by
sulfide hydrothermal fluid**

Abstract. The solubility of $\text{PdS}_{(\text{cr})}$ (vysotskite) was measured in aqueous H_2S (0.1–2.0m, mol/kg H_2O) and $\text{H}_2\text{S} + \text{NaOH}$ (0.02–0.4m $\text{H}_2\text{S} + 0.05$ –0.4m NaOH) solutions at 4, 25, 75°C/1 bar and at 450, 490°C/1000 bar. The Gibbs free energy values of $\text{Pd}(\text{HS})_2^\circ$ and $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$ are calculated and are the basis for the preliminary constants of $\text{PdS}_{(\text{cr})}$ dissolution reactions with the formation of these complexes $K_{\text{Pd}(\text{HS})_2^\circ}^\circ$; $K_{\text{Pd}(\text{HS})_3^-}^\circ$. These constants in a temperature range of 4–490 °C are fitted to the density model equation, which can be used to predict the solubility of Pd-bearing minerals up to 700 °C and 2000 bar.

Введение. Палладий является одним из элементов платиновой группы (ЭПГ), который применяется в электронике, медицине, машиностроении, а также химической промышленности (как катализатор). Источником палладия являются магматические и гидротермальные месторождения, которые образуются при участии водных флюидов. Задачей настоящей работы является экспериментальное определение состава и устойчивости комплексов Pd в сульфидном гидротермальном флюиде.

Литературный обзор. Палладий переносится в гидротермальных флюидах в виде хлоридных и гидросульфидных комплексов. В работе [Gammons, Bloom, 1993] проведены эксперименты по растворению сульфида Pd при температурах 30–300 °C и полученные результаты интерпретированы с использованием двух гидросульфидных комплексов $\text{Pd}(\text{HS})_2^\circ$ и $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$. В работе [Pan, Wood, 1994] растворение сульфида Pd описано образованием только нейтрального комплекса при температурах 200–350 °C и давлении насыщенного пара. По данным [Тагиров, Баранова, 2009; Tagirov et al., 2013], устойчивость гидросульфидных комплексов $\text{Pd}(\text{HS})_2^\circ$, $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$ и $\text{PdS}(\text{HS})^{2-}$ снижается с повышением температуры, и их роль в гидротермальных процессах ограничивается низкотемпературными условиями ($t < 100$ °C). Цель настоящей работы – уточнение схемы комплексообразования Pd в сульфидных гидротермальных флюидах и получение констант устойчивости гидросульфидных комплексов Pd в широком диапазоне температур.

Методика эксперимента. При температуре до 100 °C использовалась ампульная методика, описанная в работе [Тагиров, Баранова, 2009]. Растворы и $\text{PdS}_{(\text{к})}$ загружались в ампулы из боросиликатного стекла, ампулы герметично запаивались и выдерживались до достижения стационарной растворимости при необходимой температуре. По окончании опыта ампулы вскрывались, растворы извлекались, фильтровались, и в них определялись концентрации сульфидной серы и Pd, и измерялся pH.

При сверхкритических РТ параметрах эксперименты выполнены по классической автоклавной методике. Использовались титановые автоклавы (сплав ВТ-8) объемом ~ 20 см³. Эксперименты проводились при 450 и 490 °С и 1 кбар. В верхней части автоклава на титановой перегородке подвешивали чашечки с синтетическим PdS_(к). Затем в автоклав заливали дегазированную воду или раствор NaOH (объемом ~10–17 см³). Необходимую концентрацию H₂S задавали с помощью синтетического Al₂S₃. Растворы варьировали от слабокислых (0.1–2.0т

Таблица 1

Состав экспериментальных растворов и растворимость Pd

$m, \text{ моль} \cdot (\text{кг H}_2\text{O})^{-1}$			$\lg m_{\text{Pd}}$
NaOH	H ₂ S	HCl	
4°C			
0	0.09	0	-7.37
0	0.09	0.01	-7.94
0.005	0.06	0	-8.40
0.01	0.08	0	-8.00
0.05	0.08	0	-8.77
$\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_2} = -6.8 \pm 0.2$; $\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_3} = -4.9 \pm 0.2$			
25°C			
0	0.04	0	-8.57
0	0.07	0.006	-8.07
0.008	0.04	0	-7.70
$\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_2} = -6.9 \pm 0.2$; $\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_3} = -4.1 \pm 0.1$			
75°C			
0.0009	0.06	0	-8.33
0.003	0.07	0	-8.57
0.06	0.08	0	-8.00
0.01	0.08	0	-7.09
$\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_2} = -7.3 \pm 0.5$; $\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_3} = -4.7 \pm 0.3$			
450°C/1000 бар			
0	0.41	0	-7.059
0	0.59	0	-7.050
0	1.02	0	-6.860
0.06	0.24	0	-6.908
0.23	0.21	0	-6.947
$\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_2} = -6.8 \pm 0.2$; $\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_3} = -4.7 \pm 0.3$			
490°C/1000 бар			
0	0.63	0	-7.930
0	0.99	0	-7.505
0	1.94	0	-7.134
0.06	0.40	0	-7.246
0.19	0.43	0	-6.636
0.42	0.45	0	-6.643
$\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_2} = -7.6 \pm 0.2$; $\lg K^{\circ}_{\text{Pd}(\text{HS})_3} = -5.4 \pm 0.2$			

Свободные энергии Гиббса комплексов Pd и константы реакций (1) и (2)

Температура/ давление	Pd(HS) ₂ [°]		Pd(HS) ₃ ⁻	
	$\Delta_f G$, kJ/mol	$\lg K^\circ_{\text{Pd(HS)}_2^\circ}$	$\Delta_f G$, kJ/mol	$\lg K^\circ_{\text{Pd(HS)}_3^-}$
4°C / 1 бар	-70.9±0.9	-6.8±0.2	-68.0±1.1	-4.9±0.2
25°C / 1 бар	-70.9±0.9	-6.9±0.2	-75.4±0.7	-4.1±0.1
60°C / 1 бар	-65.8±1.3	-8.0±0.2	-80.8±0.7	-4.2±0.1
75°C / 1 бар	-71.1±3.1	-7.3±0.5	-79.6±1.8	-4.7±0.3
200°C / P_{sat}	—	—	-97.6±0.8	-5.4±0.1
450°C / 1000 бар	-126.6±2.8	-6.8±0.2	-146.8±3.8	-4.7±0.3
490°C / 1000 бар	-123.9±2.9	-7.6±0.2	-145.2±3.1	-5.4±0.2

Примечание. При температуре 4–200 °C наши данные объединены с данными [Тагиров, Баранова, 2009].

H₂S) до близонейтральных и щелочных (0.02–0.4m H₂S + 0.05–0.4m NaOH). Давление задавали степенью заполнения автоклава. Автоклавы помещали в заранее разогретую печь и выдерживали в течение десяти дней. По окончании опыта автоклавы закаливали в холодной воде. Сначала из автоклава сливали конденсат, после чего пустой автоклав заливали царской водкой и на 15 минут ставили на теплую электрическую плитку. Конденсат и смыв объединяли. Содержание Pd в пробах определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) на приборе Element-2 Thermo Scientific в МГУ (г. Москва), предел обнаружения Pd 0.3 мг/г.

Результаты экспериментов. Растворение PdS в условиях экспериментов можно описать реакциями: $\text{PdS}_{(\text{к})} + \text{H}_2\text{S}^\circ = \text{Pd(HS)}_2^\circ \quad K^\circ_{\text{Pd(HS)}_2^\circ}$ (1) и $\text{PdS}_{(\text{к})} + \text{H}_2\text{S}^\circ + \text{HS}^- = \text{Pd(HS)}_3^- \quad K^\circ_{\text{Pd(HS)}_3^-}$ (2). Результаты опытов представлены в табл. 1.

Равновесный состав водных растворов рассчитан в пакете программ HCh; значения свободной энергии комплексов Pd оптимизированы в программе OptimA [Shvarov, 2015]. Значения $\Delta_f G_{\text{Т,р}}$ сульфидных комплексов Pd и константы реакций (1) и (2) показаны в табл. 2.

Полученные значения $K^\circ_{\text{Pd(HS)}_2^\circ}$ и $K^\circ_{\text{Pd(HS)}_3^-}$ использованы для определения параметров уравнения плотностной модели. В результате получены уравнения:

$$\lg K^\circ_{\text{Pd(HS)}_2^\circ} = -9.63 + 0.729 \cdot 10^3 / T(\text{K})^{-1} - 5.903 \cdot \log d(w), \quad (3)$$

$$\text{и } \lg K^\circ_{\text{Pd(HS)}_3^-} = -5.88 + 0.423 \cdot 10^3 / T(\text{K})^{-1} - 0.492 \cdot \log d(w), \quad (4),$$

где $d(w)$ – плотность воды. Мы полагаем, что уравнения (3, 4) могут быть использованы при температуре до 700 °C и давлении до 2 кбар. Расчет по плотностной модели и экспериментальные данные показаны на рисунке совместно с данными для гидросульфидных комплексов Pt [Filimonova et al., 2021]. Рост температуры приводит к небольшому снижению устойчивости Pd(HS)₃⁻. Для комплекса Pd(HS)₂[°] наблюдается небольшое снижение устойчивости при $t < \sim 300$ °C и рост при более высоких температурах.

Выводы. По результатам экспериментов рассчитаны значения свободных энергий Гиббса комплексов Pd(HS)₂[°] и Pd(HS)₃⁻, и на их основе получены предварительные значения констант реакций растворения PdS_(к). Установлено, что эти комплексы ведут себя по-разному в зависимости от PT условий. Устойчивость Pd(HS)₃⁻, преобладающего при слабых и близонейтральных pH, незначительно снижается по мере роста температуры. В отличие от аналогичного комплекса Pt(HS)₃⁻, вклад которого в перенос Pt пренебрежимо мал при

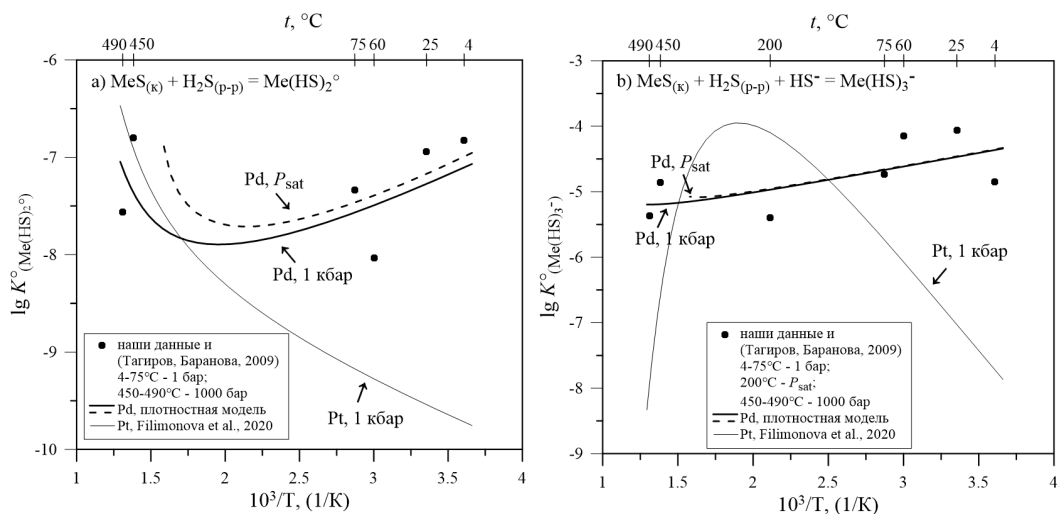


Рис. Зависимость константы реакции растворения MeS с образованием комплексов $\text{Me}(\text{HS})_2^\circ$ (а) и $\text{Me}(\text{HS})_3^-$ (б) от обратной температуры.

$t > 250^\circ\text{C}$, $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$ является важной формой переноса Pd в высокотемпературных близей-тральных растворах, включая сверхкритические флюиды. Устойчивость $\text{Pd}(\text{HS})_2$ при докритических температурах выше $\text{Pt}(\text{HS})_2^\circ$. Однако при около- и сверхкритических параметрах константы устойчивости этих комплексов близки. Разница в зависимости устойчивости комплексов Pd и Pt от температуры может приводить к разделению этих металлов в гидротермальных системах. Полученные данные могут быть использованы для моделирования гидротермального переноса Pd.

Литература

- Tagirov B.P., Baranova N.N. Состояние палладия в сульфидных гидротермальных растворах: экспериментальное изучение методом растворимости // Геохимия. 2009. № 12. С. 1319–1327.
- Filimonova O.N., Tagirov B.R., Zotov A.V., Baranova N.N., Bychkova Y.V., Tyurin D.A., Chareev D.A., Nickolsky M.S. The solubility of cooperite $\text{PtS}(\text{cr})$ at 25–450 °C, $P_{\text{sat}} = 1000$ bar and hydrosulfide complexing of platinum in hydrothermal fluids // Chemical Geology. 2021. Vol. 559. P. 119968.
- Gammons C.H., Bloom M.S. Experimental investigation of the hydrothermal geochemistry of platinum and palladium: II. The solubility of PtS and PdS in aqueous sulfide solutions to 300 °C // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. Vol. 57. P. 2451–2467.
- Pan P., Wood S.A. Solubility of Pt and Pd sulfides and Au metal in aqueous bisulfide solutions II. Results at 200 ~ to 350 and saturated vapor pressure // Mineralium Deposita. 1994. Vol. 29. P. 373–390.
- Shvarov Y.A. OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the Unitherm database, for deriving the thermodynamic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // Applied Geochemistry. 2015. Vol. 55. P. 17–27.
- Tagirov B.R., Baranova N.N., Zotov A.V., Akinfiev N.N., Polotnyanko N.A., Shikina N.D., Koroleva L.A., Shvarov Yu.V., Bastrakov E.N. The speciation and transport of palladium in hydrothermal fluids: Experimental modeling and thermodynamic constraints // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. Vol. 117. P. 348–373.

ЧАСТЬ 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

Д.В. Кузнецов¹, С.Ю. Степанов¹, А.В. Бутняков²

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
kuznetsov@igg.uran.ru*

² – *Уральский филиал «Полиметалл УК», г. Екатеринбург, Россия*

Этапы метасоматических преобразований в лампрофирах золоторудного месторождения Пещерное (Северный Урал)

D.V. Kuznetsov¹, S.Yu. Stepanov¹, A.V. Butnyakov²

¹ – *Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia*

² – *Polymetal MC, Urals Branch, Yekaterinburg, Russia*

Stages of metasomatic transformations of lamprophyres of the Peshchernoe gold deposit, Northern Urals

Abstract. Lamprophyre dikes composed by spessartites and kersantites are found at the Peshchernoe gold deposit, Northern Urals. The lamprophyre dikes mark a fault zone, which is associated with mineralized ore zones. Two metasomatic stages are recognized in spessartites: carbon-dioxide and subalkaline. The subalkaline, probably, ore-accompanying stage is characterized by the addition of sulfur, as well as the accumulation of As and Sb in rocks, which are elements of gold mineralization of the deposit.

Месторождение Пещерное находится на севере Свердловской области в 4.5 км на юго-запад от г. Краснотурьинска. В минерагеническом плане оно относится к Краснотурьинскому (Ауэрбаховскому) рудному узлу, включающему крупное золоторудное месторождение Воронцовское [Минина, 1994]. Месторождение Пещерное расположено на западном крыле Турьинской брахисинклинали (рис. 1), сложенной вулканогенно-осадочными породами турьинской свиты (S_2 - D_1tr), имеющими пологое (10 – 20°) восточное и северо-восточное падение. В 800 м на восток от месторождения находится Полуденский диоритовый интрузив, относящийся к гранитоидам ауэрбаховского комплекса, на самом месторождении также присутствуют небольшие диоритовые тела этого комплекса.

Месторождение открыто и обрабатывается Уральским филиалом АО «Полиметалл УК». Оруденение относится к золото-малосульфидно-кварцевой формации [Несис и др., 2020]. В строении месторождения принимают участие туфоалевролиты и туфопесчаники с прослоями туфогравелитов, которые прорваны многочисленными дайками основных и средних пород. Золотое оруденение пространственно связано с минерализованными зонами и локализовано в метасоматически измененных туфоалевролитах и туфопесчаниках, реже – в андезитах и андезибазальтах. Наиболее продуктивные рудные участки содержат минералы полиметаллического парагенезиса (пирит, арсенопирит, галенит, блеклая руда, халькопирит, сфалерит), а золото находится преимущественно в виде самородных обособлений, часто выполняя трещины в сульфидах.

Минерализованные рудные зоны сопряжены с интенсивными тектоническими нарушениями. Разломные зоны маркируются дайками лампрофиров. Элементы залегания некоторых даек: азимут падения – 120 – 125° , угол падения 55 – 60° , что субсогласно с направлением и

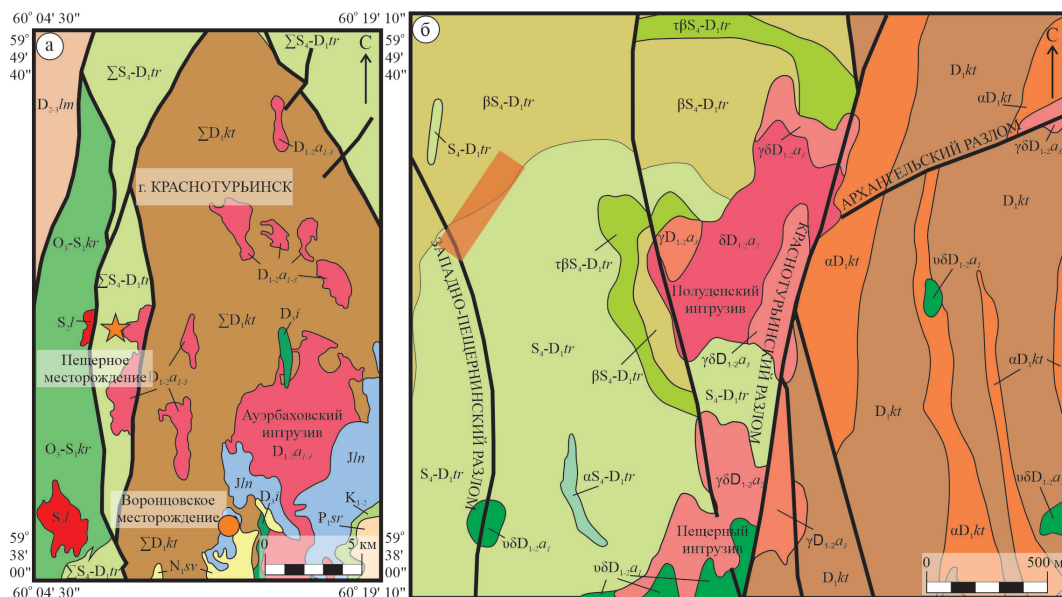


Рис. 1. Геологическая карта Туринской брахисинклинали (а) и района месторождения Пещерное (б), по [Лисов и др., 1978; Бороздина и др., 2017; Несис и др., 2020] с дополнениями.

O_3-S_3kr – красноуральская свита; S_3l – гранитоиды левинского комплекса; ΣS_4-D_1tr – туринская свита: S_4-D_1tr – туфопесчаники и туфоалевролиты, βS_4-D_1tr – базальты и их туфы, $\tau\beta S_4-D_1tr$ – трахибазальты и их туфы, αS_4-D_1tr – андезиты и их туфы; ΣD_1kt – краснотуринская свита: D_1kt – туфопесчаники и туфоалевролиты, αD_1kt – андезиты и их туфы; $D_{1-2}a_{1-3}$ – гранитоиды ауэрбаховского комплекса: $\nu\delta D_{1-2}a_1$ – габбродиориты и габбро, $\delta D_{1-2}a_2$ – диориты, $\gamma\delta D_{1-2}a_3$ – гранодиориты, $\gamma D_{1-2}a_3$ – граниты; $D_{2-3}lm$ – лимкинская свита; D_3i – габбродолериты ивдельского комплекса; Jln – лангурская свита; K_{1-2} – мысовская, камышловская, зайковская свиты; P_1sr – серовская свита; N_1sv – светлинская свита. Толстые черные линии – разломы. Прямоугольник на рис. 1б – область месторождения Пещерное.

углом падения рудной зоны. Тела лампрофиров пересекают туфоалевролиты, которые согласны слоистости, имеют северо-восточное падение под углом 10–15°. Мощность даек составляет от первых десятков сантиметров до 3 м. Контакты даек и вмещающих туфоалевролитов резкие с зонами закалки мощностью до 5 см.

Для характеристики вещественного состава пород проведены петрографическое изучение прозрачных шлифов, анализ полированных шлифов на сканирующем электронном микроскопе с определением состава минералов с использованием ЭДС-детектора, определение основных породообразующих компонентов методом рентгенофлуоресцентного анализа, диагностика микроэлементного состава пород методом ИСП-МС, полуколичественный рентгенофазовый и термический анализы.

Лампрофиры имеют темно-серый цвет, тонко-, мелкозернистую структуру, массивную текстуру. Они в различной степени метасоматически изменены, что выражается в развитии альбита, доломита, хлорита и серицита. Под микроскопом породы обладают порфировидной, оцеллярной структурой, массивной текстурой. В большинстве даек порфировые вкрапления (до 20–30 %) представлены амфиболом, реже биотитом. Оцелли сложены агрегатом доломита, кварца и альбита. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, доломита, кварца, хлорита и серицита. Плагиоклаз является новообразованным альбитом, в слабоизмененных лампрофирах сохраняются реликты андезина. Содержание пирита в изученных образцах изменяется от 0.5 до 5 об. %. В пирите присутствуют включения сфалерита, пентландита, халькопирита. Акцессорные минералы – монацит, апатит, рутил, хромшпинелид. Согласно

сохранившимся первичным минералам и текстурно-структурным признакам, лампрофиры соответствуют спессартитам и керсантитам.

Изменение минерального состава лампрофиров при метасоматозе отражается в изменении химического состава. В керне скважин месторождения неизменные лампрофиры не обнаружены, поэтому в качестве эдукта принят состав спессартитов и керсантитов Воронцовского месторождения [Azovskova et al., 2019, 2020]. От лампрофиров Воронцовского месторождения лампрофиры месторождения Пещерное отличаются меньшими содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 и высоким показателем потерь при прокаливании. Это обусловлено наличием продуктов углекислотного метасоматоза (процессами березитизации-лиственитизации), область влияния которого представляет собой широкий ореол, окружающий разломную зону. В дайках лампрофиров месторождения Пещерное углекислотный метасоматоз проявлен по всему объему породы, что выражено в появлении железистого доломита, составляющего до 35 об. %, частичном замещении амфибола и биотита хлоритом и серицитом, а также частичной альбитизации плагиоклаза. Амфибол из порфиробластов по химическому составу отвечает магнезиогастингситу с содержанием Al_2O_3 , в среднем, 14.0 мас. %, Na_2O 2.5 мас. %, K_2O 1.0 мас. % и TiO_2 1.7 мас. %. Хлорит, замещающий амфибол, по химическому составу соответствует клинохлору. Содержание первичного андезина в спессартитах составляет 10–20 об. % при содержании новообразованного альбита 20–30 об. %.

В центральной части одной из спессартитовых даек проходит трещина, выполненная кварцем, вероятно, маркирующая зону проницаемости. Азимут падения трещины 105° , с углом падения 60° , что субсогласно с направлением падения самой дайки. От проницаемой зоны по направлению к краям дайки симметрично присутствуют несколько зон метасоматических изменений. Границы между зонами резкие, иногда по ним проходят кварцевые прожилки мощностью 1–2 мм. Спессартит во внешней зоне темно-серый, в переходной зоне – светло-серый с зеленоватым оттенком, а во внутренней – светло-серый с бежевым оттенком. Минералогические и химические изменения спессартитов вблизи проницаемой зоны соответствуют щелочному этапу метасоматоза (эйситизации), который накладывается на метасоматически измененные породы углекислотного этапа (березитизации-лиственитизации) (рис. 2а). Во внешней зоне амфибол спессартитов, помимо хлорита, замещается брейнеритом. В остальном, породы в этой зоне соответствуют «лиственитизированным» спессартитам. В переходной и внутренней зонах амфибол отсутствует, а андезин полностью замещен альбитом. Содержание альбита увеличивается от 25 об. % во внешней метасоматической зоне, до 35 об. % в переходной зоне и 45 об. % – во внутренней зоне.

Содержание Na_2O возрастает от 2.7 мас. % во внешней зоне до 4.2 и 5.0 мас. % в промежуточной и внутренней зонах, соответственно (рис. 2б). Эйситизация пород сопровождается привнесом S, содержание которой увеличивается от внешней к внутренней метасоматической зоне от 0.3 до 1.7 и 3.2 мас. %, а содержание пирита увеличивается от 0.5 до 2 и 5 об. %. Содержание суммарного FeO уменьшается от 7.8 до 5.3 мас. %, и железо перераспределяется из железистых карбонатов в пирит. Наиболее ярко это заметно по изменению состава магнезита, который во внешней зоне соответствует брейнериту («магнезит 1», см. рис. 2а) со средним содержанием FeO 31.5 мас. %, в переходной зоне содержание FeO составляет 20 мас. % («магнезит 2», см. рис. 2а), а во внутренней – около 5 мас. % («магнезит 3», см. рис. 2а). Химический состав железистого доломита тоже меняется: содержание FeO от внешней к внутренней зоне падает от 6 до 4 мас. %. Содержание K_2O от внешней зоны к переходной увеличивается от 0.4 до 0.8 мас. %, а во внешней – уменьшается до 0.2 мас. %. Это обусловлено увеличением количества серицита в переходной зоне по сравнению с внешней зоной и его отсутствием во внутренней зоне. Содержание кварца в зонах практически не меняется.

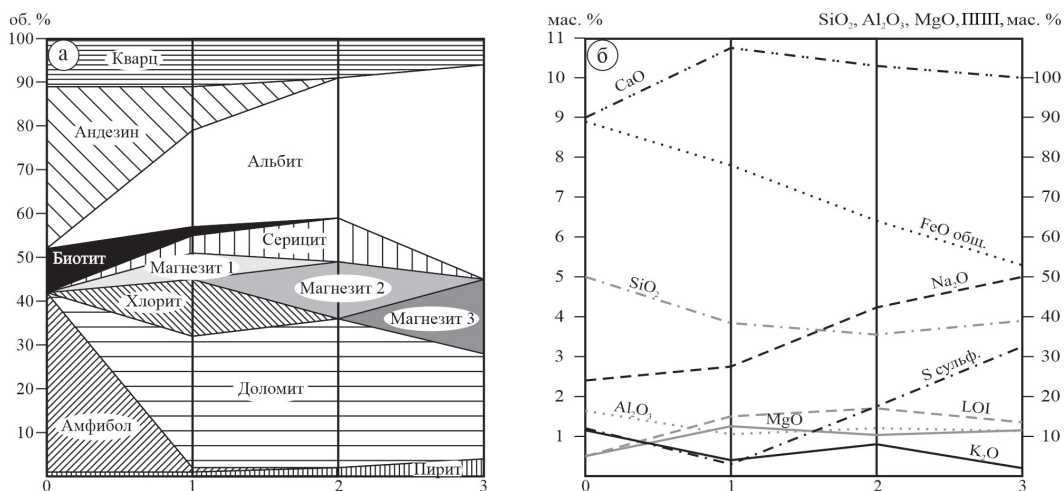


Рис. 2. Изменение минерального (а) и химического (б) составов спессартита в результате метасоматических преобразований.

На левой вертикальной шкале на рис. б показаны содержания CaO, FeO_{общ.}, Na₂O, K₂O и S сульф., на правой – SiO₂, Al₂O₃, MgO и потеря при прокаливании (ППП). 0–3 – метасоматические зоны: 0 – эдукт (спессартит), 1 – внешняя зона, 2 – переходная зона, 3 – внутренняя зона.

По содержаниям РЗЭ спессартиты месторождения идентичны спессартитам Воронцовского месторождения [Azovskova et al., 2020]. Метасоматоз углекислотной и щелочной стадии не оказал влияния на содержания РЗЭ в породах. Во внутренней и переходной зонах щелочной стадии содержания РЗЭ незначительно меньше, чем во внешней зоне. Более высокие содержания As и Sb в переходной и внутренней зонах по сравнению с внешней зоной – важная геохимическая особенность метасоматитов, сформированных в рамках щелочной стадии. Содержание As изменяется от 2–3 г/т во внешней зоне до 63 и 191 г/т в переходной и внутренней зонах, соответственно. Содержание Sb во внешней зоне составляет 0.4 г/т, в переходной – 0.9 г/т и во внутренней – 8.5 г/т. Минералы As и Sb не обнаружены за исключением единичного анализа пирита из внутренней зоны с примесью As 0.3 мас. %.

Результаты геологических наблюдений указывают на то, что дайки лампрофиров на месторождении маркируют разломные зоны. Вероятно, в разное время по ним внедрялись дайки андезитов и лампрофиров, которые впоследствии стали зоной фильтрации гидротермальных флюидов, в том числе и рудоносных. Присутствие пестрого по составу дайкового комплекса, подобного таковому на Воронцовском месторождении, подтверждает вывод о том, что широкое распространение субвулканических пород служит одним из важных поисковых критериев золотого оруденения [Сазонов и др., 1991; Azovskova et al., 2019].

Дайки лампрофиров являются дорудными, о чем свидетельствуют наложенные на них метасоматические минеральные ассоциации. На месторождении выделено две стадии метасоматоза: углекислотная (березитизация-лиственитизация) и щелочная (эйситизация). Метасоматоз углекислотной стадии широко распространен на месторождении, а влияние щелочного этапа – локально вблизи проницаемых разломных зон. Метасоматиты месторождения относятся к пропилит-березитовой эйситсодержащей гидротермально-метасоматической формации, характерной для тектоногенных гидротермально-метасоматических систем [Плющев и др., 2012]. Согласно этой модели, в верхних уровнях гидротермальной системы может формироваться ареал карбонатизации. Соответственно, присутствие многочисленных карбонатов может свидетельствовать о незначительном уровне эрозионного среза.

Изучение аддитивных ореолов [Несис и др., 2020] позволило выявить прямую связь золотого оруденения с Ag, As и Sb. На месторождении Пещерное As и Sb накапливаются в позднюю щелочную стадию метасоматоза. С этим этапом также связан привнос серы и отложение сульфидов. Косвенно это свидетельствует о том, что именно щелочная стадия метасоматоза сопровождала рудообразование. Поэтому для локализации рудных зон среди широко проявленных метасоматитов пропилит-березитовой формации необходимо выявить корреляцию между оруденением и изменениями щелочной («эйситовой») метасоматической формации.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН (№ 123011800009-9).

Литература

Бороздина Г.Н., Глушков А.Н., Кошевой Ю.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе поколение). Серия Средне-Уральская. Лист О-41-I (Серов). Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 260 с.

Лисов Н.С., Глушков А.Н., Парфенов В.В., и др. Отчет Серовской геологосъемочной партии по групповому геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Серовской площади в пределах листов О-41-1-А (восточная половина), О-41-1-Б (западная половина), О-41-1-В, О-41-1-Г (западная половина), О-41-13-А, О-41-13-Б (северо-западная четверть), О-41-13-В, проведенному в 1974–1978 годах. 1978 г.

Минина О.В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 17–23.

Несис В.Н., Мотов А.П., Бутняков А.В. Геохимические признаки и границы золоторудных полей района месторождений Горнячка и Пещерное, Северный Урал // Руды и металлы. 2020. № 1. С. 32–38.

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб: ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулканоплутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 184 с.

Azovskova O.B., Rovnushkin M.Yu., Soroka E.I. Petrochemical features of the dyke complex of the Vorontsovskoye gold-ore deposit (Northern Urals) // Proceedings of Ural mining university. 2019. № 1. P. 18–27.

Azovskova O.B., Soroka E.I., Rovnushkin M.Yu., Soloshenko N.G. Sm-Nd isotopy of the dykes of the Vorontsovskoye gold-ore deposit (Northern Urals) // Вестник геонаук. 2020. № 9. С. 3–6.

А.В. Корнеев¹, С.Ю. Степанов², Р.С. Паламарчук¹

¹ – Ильменский государственный заповедник
ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия; geol_korf@mail.ru

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Рудоконтролирующие структуры Песчанско-Воронцовского рудного поля, Северный Урал

A.V. Korneev¹, S.Yu. Stepanov², R.S. Palamarchuk²

¹ – Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

² – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

Ore-controlling structures of the Peschansko-Vorontsovskoe ore field, Northern Urals

Abstract. The Peschansko-Vorontsovskoye ore field is located in the central part of the Tur'ya brachysyncline, Northern Urals. The field includes the skarn iron deposits and the Vorontsovskoe Au deposit.

The contact between limestones and overlying tuffs is a main ore-controlling stratigraphic level. The contact between diorites and volcanosedimentary rocks and anticlines mainly controls the distribution of mineralization. The steeply dipping faults were probably the paths for hydrothermal fluids. The structure of the western part of the Tur'ya brachysyncline is similar with the Peschansko-Vorontsovskoye field.

Песчанско-Воронцовское рудное поле (ПВРП) находится на Северном Урале в западной части Турьинской брахисинклинали, к западу от Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (рис. 1). ПВРП включает группу железорудных месторождений и Воронцовское месторождение золота. Месторождение открыто в 1985 г., и его геологии посвящены многочисленные публикации [Риндзюнская и др., 1995; Черемисин, Злотник-Хоткевич, 1997; Мурзин и др., 2010; Нечкин, Ровнушкин, 2011; Бараников и др., 2016; Викентьев и др., 2016; Азовскова и др., 2018]. Несмотря на более чем 100-летнюю историю геологического изучения и эксплуатации месторождений, западная часть Турьинской брахисинклинали (ТБС) до сих пор перспективна на выявление новых месторождений золота. Основой для выявления структурных признаков контроля оруденения стал фактический материал из отчетов о результатах поисково-разведочных работ на соответствующих месторождениях и собственные полевые наблюдения.

ТБС сложена девонскими вулканогенно-осадочными и карбонатными породами (рис. 1) краснотурьинской (D_{kt}) и перекрывающей песчанской (D_{ps}) свит. Крылья структуры образованы вулканитами позднесилурийской-раннедевонской турьинской свиты (S_2 - D_{tr}). Центральная часть Турьинской синформы занята многофазным Ауэрбаховским диоритовым массивом, прорывающим породы D_{tr} и его сателлитами (Западно-Песчанский, Пещерный, Верхне-Каменский, Васильевско-Москалевский, Веринский габбро-диоритовые массивы). Породы краснотурьинской свиты представлены (снизу вверх) вулканогенными породами взвозной (wz) и суворовской (su) толщ, известняками фроловско-васильевской (fr) толщи, туфоалевролитами, туффитами башмаковской толщи (ba), вулканогенными породами богословской (bo). Общая мощность свиты оценивается в 6000 м. ТБС характеризуется сложным внутренним строением, обусловленным комбинацией интрузивных тел и складчато-разрывных деформаций. Комбинированный характер структуры находит отражение в строении отдельных месторождений.

На Ново-Песчанском и Северо-Песчанском железорудных месторождениях (рис. 2) основным рудоконтролирующим элементом является контакт известняков и вулканитов, по которым развиты скарны, несущие оруденение; важную роль также играет антиклинальная складка (рис. 2А) и контакт диоритов (рис. 2Б). Роль взброса (рис. 2А) дискуссионна – возможна двоякая интерпретация: как срезающий, так и ограничивающий оруденение.

На Воронцовском золоторудном месторождении (рис. 3) основным рудоконтролирующим элементом является контакт известняков и перекрывающих туфов. Часть оруденения локализуется в брекчиях известняков. Брекчии образуют стратиформные залежи в верхах известняковой пачки. По-видимому, важную роль также играет антиклинальная складка, ядро которой к настоящему времени эродировано.

В результате анализа (табл.) можно констатировать, что основным рудоконтролирующим стратиграфическим интервалом для всех месторождений ПВРП являются верхи фроловских известняков и низы перекрывающей его башмаковской толщи $D_{kt}(fr/ba)$. Основными рудораспределяющими структурами участка являются антиклинальные складки, сбросы, взбросы, контакты интрузивных тел, карнизы-выступы диоритов и их комбинации. Крутопадающие разрывы, фиксируемые по смещениям, дайкам и зонам скарнирования, по-видимому, играли роль питающих структур. Обобщая данные по известным месторождениям, к благоприятным для локализации оруденения следует отнести обстановки, в которых сочетаются контакт $D_{kt}(fr/ba)$, складки и разрывы.

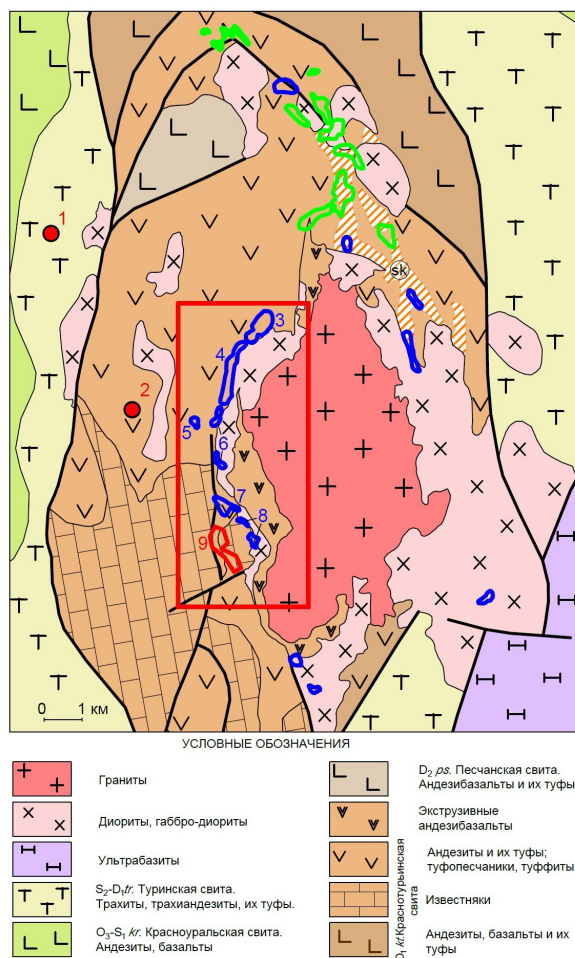


Рис. 1. Обзорная схема Турьинской брахисинклинали (составлена авторами на основе Госгеолкарты-200 и материалов поисково-разведочных работ на медь, железо, золото).

Красный прямоугольный контур – Песчанско-Воронцовское рудное поле; синий – месторождения Fe: 3 – Ново-Песчанское, 4 – Северо-Песчанское, 5 – Западно-Песчанское, 6 – Южно-Песчанское, 7 – Северо-Воронцовское, 8 – Воронцовское; зеленый – месторождения Cu; красный – золоторудные месторождения: 1 – Пещерное, 2 – Горнячка, 9 – Воронцовское. sk – скарны.

Перспективы выявления золоторудной минерализации на западе ТБС связаны со слабоопроискованными участками с благоприятной структурой. Изученность поверхности в пределах ТБС соответствует масштабу 1:10000. В разные годы площадь покрыта литохимическими съемками. Потенциал выявления рудных литохимических аномалий с поверхности исчерпан. В то же время, на глубину структура ТБС изучена только в пределах Песчанско-Воронцовского и Ауэрбаховского рудного полей. Глубинная изученность остальной части ТБС ограничивается единичными структурно-поисковыми скважинами, пройденными при поисках железнорудения.

Слабоизученные на глубину участки характеризуются строением сходным с месторождениями ПВРП. Для части из них характерно развитие гидротермально-метасоматических преобразований, сходных с околорудными метасоматитами ранее выявленных месторождений.

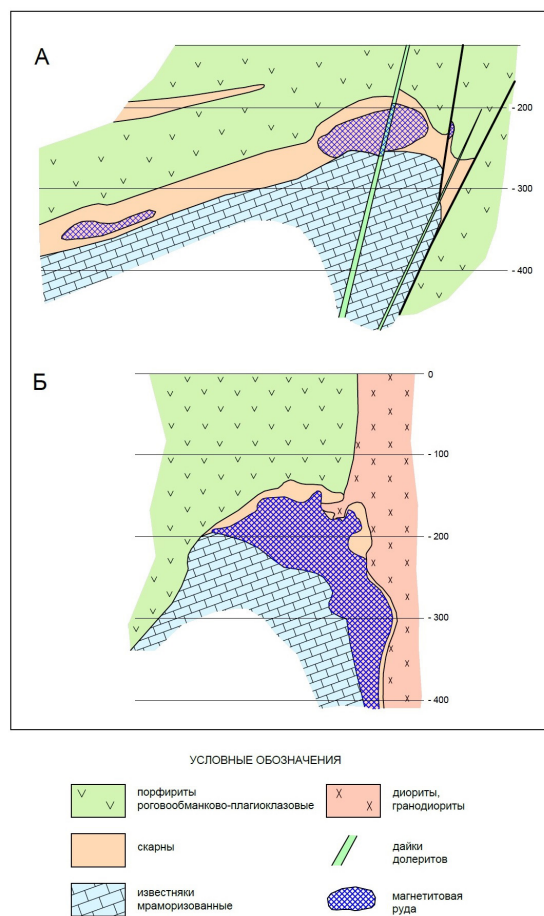


Рис. 2. Разрезы Ново-Песчанского (А, линия 446) и Северо-Песчанского (Б, линия 16а) железорудных месторождений. Составлены авторами по материалам Богословского рудоуправления.

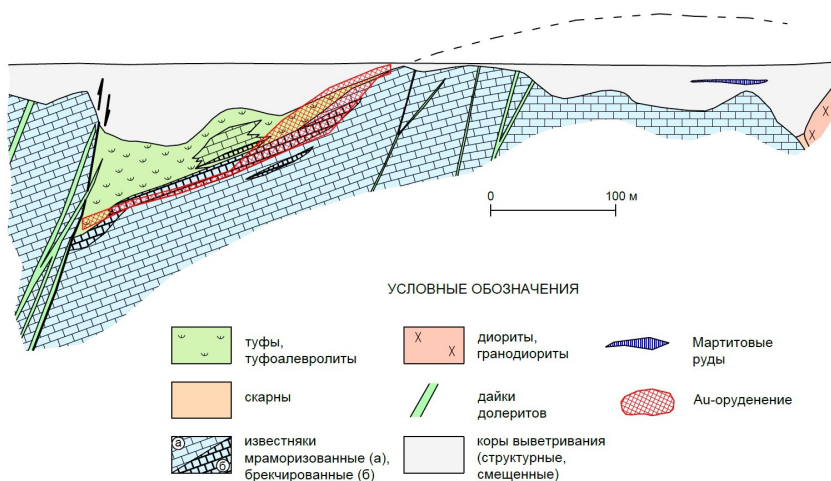


Рис. 3. Разрез Воронцовского золоторудного месторождения (линия 5) (составлен авторами по материалам Воронцовской ГРП Северо-Уральской ГРЭ).

Структурный и литологический контроль оруденения на месторождениях ПВРП

№ п/п	Месторождение, № линии	D ₁ kt (fr/ba)	Экзоскарны	Контакт диоритов	Карниз диоритов	Эндо-скарны	Взбросы	Сбросы	Дайки	Анти-клиналь	Моноклиналь	Брекчи
1	Ново-Песчанское, 45	+	+	-	-	-	+	-	+	+	-	-
2	Ново-Песчанское, 44б	+	+	-	-	-	+	-	+	+	-	-
3	Ново-Песчанское, 43б	+	+	+	-	-	+	-	+	+	-	-
4	Ново-Песчанское, 42	+	+	+	-	+	?	-	+	+	-	-
5	Ново-Песчанское, 39	+	+	+	-	+	?	-	+	+	-	-
6	Ново-Песчанское, 36 б	+	+	+	-	+	+	+	+	+	-	-
7	Северо-Песчанское, 0	+	+	+	-	+	-	-	+	?	-	-
8	Северо-Песчанское, 2	+	+	+	-	+	-	-	+	+	-	-
9	Северо-Песчанское, 15А	+	+	+	-	+	-	-	+	+	-	-
10	Северо-Песчанское, 16А	+	+	+	-	+	-	-	+	+	-	-
11	Южно-Песчанское, 58	+	+	+	-	+	+	-	+	-	-	-
12	Южно-Песчанское, 62	+	+	+	-	+	+	-	+	?	-	-
13	Южно-Песчанское, 65	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-	-
14	Западно-Песчанское, 1	+	+	-	-	-	-	?	-	+	-	-
15	Западно-Песчанское, 2	+	+	-	-	-	-	+	+	+	-	-
16	Западно-Песчанское, 3	+	+	-	-	-	+	+	-	+	-	-
17	Западно-Песчанское, 4	+	+	-	-	-	+	+	+	?	-	-
18	Западно-Песчанское, 5	+	+	-	-	-	+	-	+	?	-	-
19	Северо-Воронцовское	+	+	-	-	+	+	+	?	+	-	-
20	Воронцовское, 46	+	+	-	-	-	+	+	+	?	+	+
21	Воронцовское, 52	+	-	+	-	?	+	-	+	?	+	+
22	Воронцовское, 5	+	-	+	-	+	+	-	+	?	+	+

Примечание. Контакт известняков и туфалевролитов – основной рудоконтролирующий элемент в пределах ПВРП, также существенную роль играют экзоскарны, взбросы и антиклинали. Положение экзоскарнов контролируется контактом D₁kt (fr/ba). +/- – наличие (отсутствие) того или иного элемента на соответствующих разрезах, «?» – неоднозначная интерпретация.

К первоочередным для целенаправленных поисков относятся участки с благоприятной геологической структурой: известняковые ядра антиклиналей, не имеющие выхода на поверхность, фиксируемые на поверхности по выходам перекрывающих туфоалевролитов башмаковской пачки $D_{kt}(ba)$. Под образованиями последней предполагается развитие минерализации воронцовского типа.

Другим перспективным направлением является переинтерпретация результатов геологических съемок в условиях повторяемости вулканогенных пачек, когда образования фациально изменчивой башмаковской толщи недостаточно обоснованно отнесены к суворовской толще. В такой интерпретации потенциально рудовмещающий интервал $D_{kt}(fr/ba)$, не имеющий выхода на поверхность, выпадает из поля зрения при целенаправленных поисках.

В нашей интерпретации подобные участки в местах сочленения их с разрывными нарушениями, фиксируемыми полями развития гидротермалитов также заслуживают постановки буровых работ.

Таким образом, перспективы выявления золотого оруденения связаны с глубокими горизонтами, уточнением структуры и переинтерпретацией материалов предшественников. Дальнейшие рекомендации можно свести к структурно-картировочному бурению для уточнения геологического строения и целенаправленному поисковому бурению на участках, характеризующихся сочетанием благоприятных литологического и структурного факторов.

Литература

Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Сорока Е.И. Дайки Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2018. № 15. С. 5–14.

Баранников А.Г., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Готтман А.А., Смагин И.В. Рудоносный карст мезозойского возраста Воронцовского золоторудного месторождения, Северный Урал // Руды и металлы. 2016. № 2. С. 84–99.

Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог- Исеть, 2016. 204 с.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (Карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66–73.

Нечкин Г.С., Ровнушкин М.Ю. Сульфидная околодайковая минерализация на Воронцовском месторождении золота (Ауэрбаховский комплекс, Северный Урал) // Ежегодник-2010. Тр. ИГТ УрО РАН. Вып. 158. 2011. С. 187–190.

Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Бобров В.Н. Геолого-минералогическая характеристика зоны гипергенеза Воронцовского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 42–52.

Черемисин А.А., Злотник-Хоткевич А.Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. 1997. № 1. С. 59–70.

А.К. Козин^{1,2}, С.Ю. Степанов³

¹ – Ильменский государственный заповедник,
ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

² – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
kozin.00@bk.ru

³ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

**Самородное золото россыпей долины реки Мурзинка (Средний Урал)
и его возможные коренные источники**
(научный руководитель д.г.-м.н А.В. Козлов)

A.K. Kozin^{1,2}, S.Yu. Stepanov³

¹ – Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

² – St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

³ – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

**Native gold from placers of the Murzinka river valley (Central Urals)
and its possible primary sources**

Abstract. The morphology, composition and internal structure of native gold from seven placers of the Murzinka river valley are studied. The native gold grains are highly round and hosts inclusions of quartz, calcite, epidote, pyrite, chalcopryrite, galena, monazite and tellurides. The composition of native gold varies over a wide range: 0.74–49.78 wt. % Ag (12.71 wt. %, on average) and up to 5.14 wt. % Hg (Cu is detected in a few grains). The native gold grains are locally rimmed by a high-fineness native gold. The mineralogical and geochemical features of placer gold indicate its origin from quartz-sulfide veins.

Введение. Долина р. Мурзинки с притоками расположена вблизи пос. Павда на Среднем Урале. Россыпные месторождения золота и платиноидов известны в этом районе почти двести лет. За время освоения территории на россыпях проводились как многочисленные старательские работы, так и промышленная добыча благородных металлов с использованием дражных комплексов. Описываемая территория расположена в Тагильской островодужной зоне. В геологическом строении района принимают участие разнообразные осадочные и интрузивные породы: позднеордовикские амфиболиты мариинского метаморфического комплекса, раннесилурийские вулканы кабанской свиты, вмещающие многочисленные комагматичные им субвулканические образования долеритов и риодацитов, базиты и ультрабазиты павдинского массива, диориты каменского массива [Государственная..., 2005].

Несмотря на промышленную развитость региона и активную эксплуатацию россыпных месторождений, многие вопросы благороднометалльного оруденения остаются не освещенными. В последние годы изучены особенности формирования платинового оруденения клинопироксенит-дунитовых массивов и его связи с россыпными объектами района [Palamarchuk et al., 2020]. Отсутствуют данные о составе и строении самородного золота из россыпей, которые могут быть основой определения коренных источников. Данная работа направлена на изучение особенностей формы, внутреннего строения и состава самородного золота из россыпей с целью установления формационной принадлежности коренных источников.

Материалы и методы. В ходе полевых работ 2021 г. в долинах семи рек с притоками (Мурзинка, Талая, Каменка, Максимовка, Матюшенка, Малая Нясьма, Холодная, Пихтовая и Большая Величка) пройдены шурфы, вскрывшие аллювиальные отложения до плотика. Из вскрытых отложений бороздовым опробованием отобраны шлиховые пробы объемом от 40 до 1000 л, промытые до серого шлиха. Извлеченные из шлихов знаки самородного золота

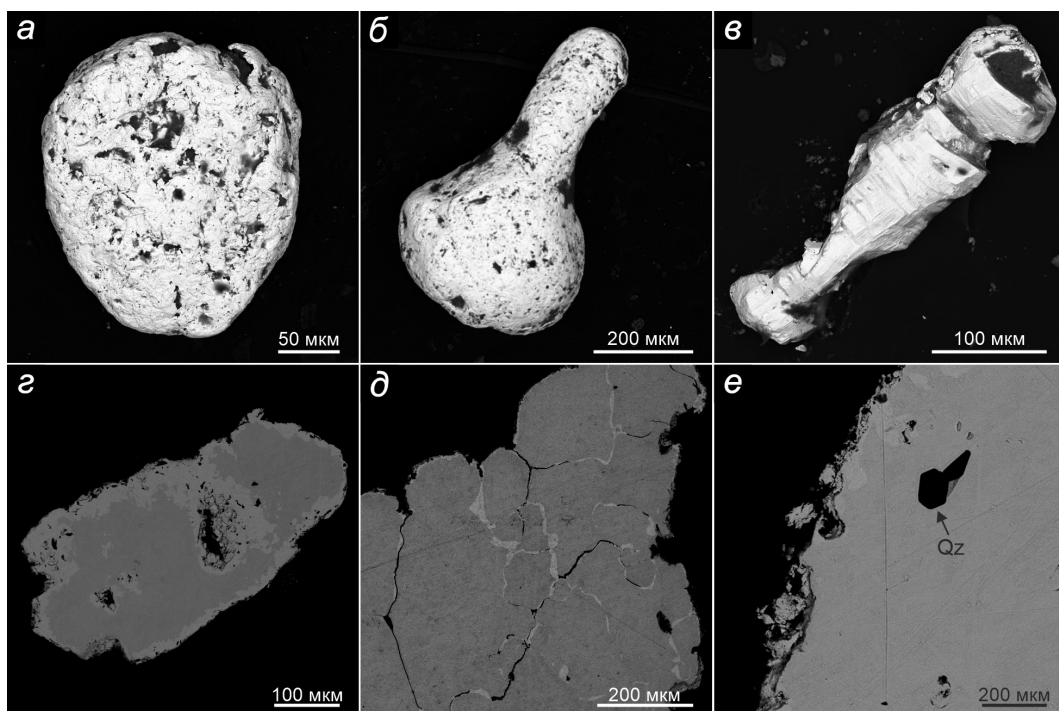


Рис. Самородное золото россыпей долины реки Мурзинка: а–в – форма самородного золота; г–е – внутреннее строение. BSE фото.

изучены с помощью бинокулярного оптического микроскопа. Внутреннее строение и состав отполированных зерен самородного золота исследованы с применением СЭМ Tescan Mira с ЭДС (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик Н.С. Чебыкин) и микроанализатора Cameca SX100 с волновыми спектрометрами (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик В.А. Булатов). Изучено более 300 зерен самородного золота.

Результаты исследования. Размер зерен самородного золота варьирует от 0.1 до 7 мм, при этом большая часть зерен относится к мелкому золоту (0.25–1 мм). Наиболее крупные знаки обнаружены в среднем течении р. Талая и ее притока р. Каменки, где средний класс крупности (1–2 мм) составляет до 30 % всего самородного золота.

Характерной особенностью всех россыпей является форма самородного золота. Индивиды имеют уплощенную слабоудлиненную, реже комковидную изометричную форму (рис. а, б). Степень окатанности средняя и высокая с округлыми краями, следами обмятия. Определение первичной формы самородного золота затруднено в результате продолжительного нахождения в активном гидродинамическом потоке. Поверхность зерен неровная, бугристая, с многочисленными царапинами, следами перековки и кавернами. Единичные зерна из россыпи р. Талая отличаются низкой степенью окатанности, для них характерен ступенчатый рельеф с частично ограниченными выступами (рис. в).

Большинство зерен имеет однородное строение с высокопробными каймами (рис. г, д). Мощность кайм составляет первые десятки микрометров, а их внешние части имеют пористое строение. Другой характерной чертой являются межзерновые прожилки без примеси Ag по границам индивидов, слагающих агрегаты золота (рис. е).

Самородное золото содержит разнообразные микровключения минералов. Наиболее распространены округлые включения кварца, отмечены единичные включения кварца с соб-

ственным кристаллографическим ограничением (рис. е). Часто встречаются хорошоограниченные включения эпидота и кальцита. Среди включений рудных минералов самыми распространенными являются зерна пирита сложной формы размером до 20 мкм, значительно реже наблюдаются округлые зерна галенита, халькопирита и теллуридов Ag. Интерес представляют обнаруженные в россыпи р. Талая червеобразные срастания самородного золота, предположительно, с монацитом размером 5–10 мкм.

Химический состав самородного золота сходен в различных россыпях. Большая часть зерен относится к высокопробному классу с пробностью 834–940 ‰. В каждой россыпи самородное золото характеризуется выдержанным составом с небольшими вариациями содержания примесей, а их распределение носит одномодальный характер. Исключением является россыпь р. Матюшенка, где наблюдается бимодальное распределение пробности самородного золота с двумя максимумами 538 и 922 ‰, в этой же россыпи обнаружены зерна самой низкой пробности. Основной примесью в самородном золоте является Ag, содержание которого может превышать 20 мас. %. Практически постоянно фиксируется Hg (1 мас. %, в среднем, и до 4.96 мас. % в самородном золоте из россыпи р. Талая). В единичных зернах из россыпей рек Малая Нясьма, Максимовка и Большая Величка обнаружена примесь Cu, содержание которой не превышает первых процентов.

Обсуждение результатов. Исследование морфологических особенностей позволило установить высокую и среднюю степень окатанности зерен самородного золота во всех изученных россыпях. Окатанность препятствует определению первичных форм, а преобладающие округлые и уплощенные формы являются результатом транспортировки самородного золота в водном потоке. Предположение об удаленном расположении коренных источников и продолжительном переносе самородного золота водотоками подтверждается высвобождением внешних частей зерен от включений и срастаний с другими минералами. При этом встречаются единичные неокатанные индивиды рудного облика со ступенчатым рельефом поверхностей, формирующимся при кристаллизации [Николаева и др., 2015]. Этот факт указывает на то, что и в непосредственной близости от россыпей существуют зоны коренной золоторудной минерализации.

Характерной чертой внутреннего строения самородного золота являются высокопробные межзерновые прожилки и пористые каймы. Межзерновые прожилки рассматриваются как результат изменения самородного золота в зоне окисления коренного месторождения [Никифорова и др., 2020; Петровская, 1973]. Образование периферических высокопробных кайм, вероятно, происходило во время нахождения золота в аллювиальных и делювиально-аллювиальных отложениях. С учетом значительной мощности коррозионных оболочек можно сделать вывод о формировании россыпей мурзинской группы за счет переотложения самородного золота из древних кор выветривания и терригенных отложений. Аналогичные выводы были сделаны об истории самородного золота в россыпях р. Вагран, расположенных в схожих геоморфологических условиях в 100 км севернее [Lalomov et al., 2017].

Выдержанность состава самородного золота в каждой россыпи и одинаковый набор примесей указывают на единый генетический тип коренных источников. Высокое содержание Ag, а также присутствие Hg указывают на малосульфидный золото-кварцевый тип коренного оруденения [Николаева и др., 2015]. Примером этого типа оруденения могут служить кварцевые жилы с вкрапленностью пирита Малонясьменского рудопроявления, содержание золота в которых достигает 3 г/т [Государственная..., 2005]. Данный вывод подтверждается относительно крупным размером зерен самородного золота и характерным набором микровключений сульфидов, теллуридов, кварца и кальцита [Никифорова, Толстов, 2022]. Присутствие Hg некоторыми исследователями рассматривается как признак низкотемпературных гидротермальных процессов на небольших глубинах [Charman et al., 2010], а включения ограненных кристаллов кварца и кальцита подтверждают это предположение.

Закключение. В результате изучения морфологических особенностей, строения и состава самородного золота установлено, что формирование россыпей мурзинской группы происходило за счет коренных источников малосульфидной золото-кварцевой формации. Присутствие Hg, а также включений ограненных кристаллов кальцита и кварца могут указывать на небольшие глубины и температуры формирования коренного оруденения. Самородное золото подверглось значительным изменениям в экзогенных условиях. Высокопробные межзерновые прожилки свидетельствуют о его продолжительном нахождении в коре выветривания коренных источников. Современные золотоносные аллювиальные отложения образовались в результате переотложения самородного золота из древних россыпей, на что указывают высокая степень окатанности и развитие высокопробных кайм по периферии золотин.

Литература

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХII (Качканар). Объяснительная записка. СПб: Изд-во картофабрики ВСЕГЕИ, 2005. 251 с.

Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А. Эволюция самородного золота в экзогенных условиях // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1514–1534.

Никифорова З.С., Толстов А.В. Золотоносные россыпеобразующие формации востока Сибирской платформы: происхождение и перспективы // Геология рудных месторождений. 2022. Т. 64. № 2. С. 165–190.

Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова, С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас. М.: ЦНИГРИ, 2015. 200 с.

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

Chapman R.J., Mortensen J.K., Crawford E.C., LeBarge W. Microchemical studies of placer and lode gold in the Klondike District, Yukon, Canada: 1. Evidence for a small, gold-rich, orogenic hydrothermal system in the Bonanza and Eldorado Creek area // Economic Geology. 2010. Vol. 105 (8). P. 1369–1392.

Lalomov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A., Naumova O.B., LeBarge W., Dilly R.A. Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 321–335.

Palamarchuk R.S., Stepanov S.Y., Kozlov A.V., Khanin D.A., Varlamov D.A., Zolotarev A.A., Kiseleva D.V., Shilovskikh V.V. Platinum-group minerals from the Malaya Kamenushka River placer, Middle Urals, Russia // Mineralogical Magazine. 2020. Vol. 84(6). P. 900–912.

А.В. Сначёв¹, А.В. Пантелеева¹, М.А. Рассомахин²

*¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия
SAVant@rambler.ru*

² – Институт минералогии ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Геология и золотоносность углеродистых отложений биргильдинской толщи (Южный Урал)

A.V. Snachev¹, A.V. Panteleeva¹, M.A. Rassomakhin²

¹ – Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

² – Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Geology and gold potential of carbonaceous deposits of the Birgilda Sequence (Southern Urals)

Abstract. Carbonaceous shales are known within the Birgilda Sequence of the East Uralian Trough. Their TOC content is 0.5–2.7 % (1.3 %, on average) and they belong to a low-carbon type. The exothermic effect of carbon occurred in a temperature range of 570–660 °C, which corresponds to the greenschist facies of regional metamorphism. In petrochemical diagrams (A-S-C, F1-F2, DF1-DF2), the rocks occur within the carbonate-carbonaceous and siliceous-carbonaceous fields. The source of terrigenous material is related to mafic, intermediate and felsic igneous rocks. In sulfidized and altered rocks, the Au and Ag contents reached 3.0 g/t and 11.0 g/t, respectively. The gold particles include both high-fineness (gold-quartz type) and low-fineness gold with Cu and Ag (gold-sulfide type).

Настоящая работа основана на материале, полученном в геолого-съёмочных и научно-исследовательских работах масштаба 1:200 000 в пределах листов N-41-XIII (Пласт) [Пужаков и др., 2018а] и N-41-XIV (Троицк) [Пужаков и др., 2018б] совместно с сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъёмка». Район работ расположен в крайней восточной части Восточно-Уральского прогиба на границе с Челябинским грабеном (широта г. Троицк). Его сложное геологическое строение связано с присутствием тектонических разломов, которые привели к образованию серий субмеридиональных клавишных структур, выполненных нижнекаменноугольными осадочными отложениями. В стратиграфическом разрезе снизу вверх выделяются четыре толщи: тугундинская (C_{tg}), биргильдинская (C_{bg}), еткульская (C_{et}) и ухановская (C_{uh}), из которых только в биргильдинской широко развиты углеродистые сланцы.

Биргильдинская толща (C_{bg}) мощностью до 500 м сложена белыми и серыми органоминеральными известняками с прослоями углеродисто-глинистых, известково-глинистых сланцев и алевролитов. Толща согласно залегает на тугундинских образованиях. Ее взаимоотношения с вышележащими ухановскими отложениями несогласные. Визе-серпуховский возраст определен по многочисленным находкам фауны фораминифер и брахиопод [Пужаков и др., 2018а].

Для определения содержания углерода и степени его метаморфизма проведен термogravиметрический анализ шести проб (ИИГ УФИЦ РАН, аналитик Т.И. Черникова). Содержание $C_{орг}$ биргильдинских черных сланцев составляет 0.5–2.7 % (среднее 1.3 %), и они относятся к низкоуглеродистому типу [Юдович, Кетрис, 1988]. Экзотермический эффект углерода при температурах 570–660 °C соответствует метаморфизму фации зеленых сланцев [Иванова и др., 1974].

Для реконструкции палеогеографических условий накопления углеродистых отложений изучен химический состав 40 проб черных сланцев (ИГ УФИЦ РАН, аналитик С.А. Ягудина). Результаты анализа вынесены на ряд характеристических диаграмм: A-S-C [Горбачёв, Созинов, 1985], F1-F2 [Roser, Korsch, 1988], DF1-DF2 [Verma, Armstrong-Altrin, 2013; Маслов

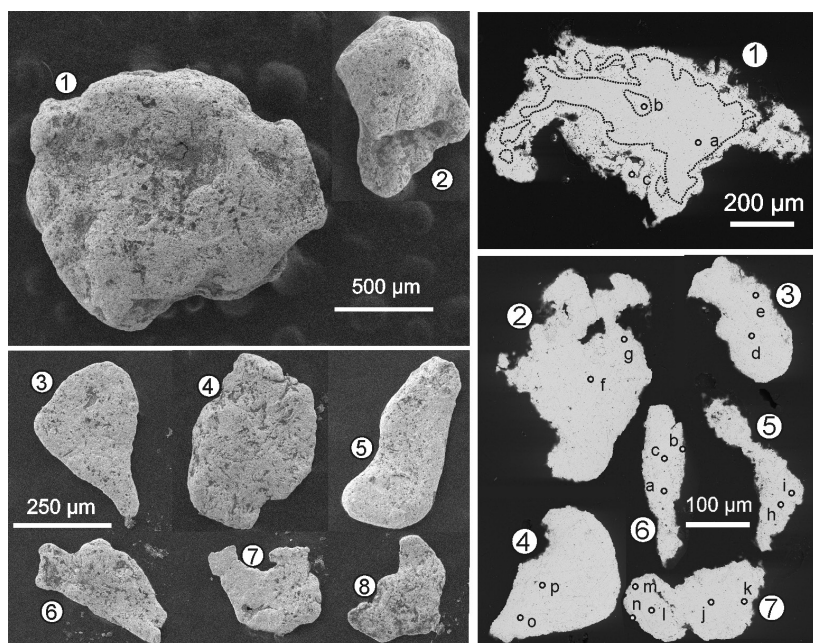


Рис. Электронно-микроскопические изображения поверхности и точки анализа самородного золота из кор выветривания по углеродистым сланцам.

Пунктирная линия на зерне самородного золота № 1 – граница высокопробной гипергенной каймы.

и др., 2016]. Фигуративные точки на диаграмме А-С приблизительно поровну соответствуют карбонатно-углеродистому и кремнисто-углеродистому полям и заметно меньше – терригенно-углеродистому. Учитывая зависимость параметра S и доли терригенной примеси в осадках, можно предположить, что в поздневизейское время (терригенные породы нижней части разреза биргильдинской толщи) глубина водного бассейна несколько увеличилась, а в серпуховское (карбонатные породы верхней части разреза биргильдинской толщи) – произошла постепенная регрессия и обмеление бассейна, которое продолжалось вплоть до московского времени. Источником терригенного материала служили продукты разрушения основных и переходных к кислым магматических пород.

Углеродистые отложения биргильдинской толщи являются рудовмещающими для ряда золоторудных объектов [Сначёв и др., 2020]. В ходе проведения отрядом ЧГРЭ ПГО «Уралгеология» поисково-разведочных и геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000 (Е.П. Щулкин и др., 1980–1986 гг.) установлены рудопроявления золота в тектоническом блоке 5×2 км. В геологическом плане он представляет собой узкую антиклинальную складку, сложенную углеродсодержащими карбонатно-терригенными отложениями. В них отмечены редкие мало-мощные (0.5–6.0 см) кварц-карбонатные прожилки, секущие сланцеватость и несущие тонкую вкрапленность пирита и халькопирита до 4 %. В борздовых пробах пробирным анализом получены высокие содержания Au до 3.0 г/т и Ag до 11.0 г/т. По всей площади развития углеродистых сланцев отмечается площадная геохимическая аномалия As до 0.02 %, спектральным анализом установлены повышенные содержания Cu – 0.1 %, Zn – 0.01 % и Ba – 0.07 %.

Из кор выветривания, состоящих из желтовато-бурых суглинков и глин с обломками жильного кварца и углеродистых сланцев, получены несколько десятков зерен самородного золота, представленных как мелкими ($0.2 \times 0.4 \times 0.01$ мм) [Петровская, 1973] листоватыми чешуйками, так и крупными (1.5×1.5 и 0.5×0.8 мм) изометричными зернами весом 10 и 2 мг, соответственно (рис.). СЭМ-ЭДС анализ показал неоднородный состав самородного золота

**Химический состав зерен золота из кор выветривания
по углеродистым сланцам (мас. %)**

№ п/п	Зерно/точка	Au	Ag	№ п/п	Зерно/точка	Au	Ag	Cu
1	1/a	81.95	18.05	11	5/i	100.00		
2	1/b	99.08	0.92	12	6/a	97.88	1.23	0.89
3	1/c	99.91	0.09	13	6/b	99.18	0.48	0.34
4	2/f	96.80	3.20	14	6/c	46.21	53.32	0.47
5	2/g	99.89	0.11	15	7/j	86.47	13.53	
6	3/d	99.88	0.12	16	7/k	98.65	1.35	
7	3/e	100.00		17	7/l	87.27	12.73	
8	4/o	73.18	26.82	18	7/m	99.36	0.64	
9	4/p	99.32	0.68	19	7/n	26.23	73.77	
10	5/h	99.81	0.19					

Примечание. Анализ выполнен на РЭМ Tescan Vega 3sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин). Номера зерен и точек анализа – см. рис.

(табл.). Часть его относится к высокопробному золоту, что указывает на связь с кварцевыми жилами (золото-кварцевый тип). Некоторые зерна содержат значимые примеси Ag (вплоть до электрума) и Cu (медистое и высокопробное медистое золото [Петровская, 1973]), что позволяет отнести их к золото-сульфидному типу, связанному, по-видимому, с углеродисто-глинистыми сланцами.

Крупное золото неоднородное и имеет высокопробную кайму (рисунок, таблица, зерно золота № 1). Судя по форме мелких зерен, перенос металла осуществлялся на небольшое расстояние от коренного источника, а крупные зерна образовались на месте в зоне гипергенеза.

Таким образом, углеродистые сланцы биргильдинской толщи относятся к низкоуглеродистому типу и попадают в поля кремнисто-углеродистой и карбонатно-углеродистой формаций. Присутствие в ее разрезе стратифицированных прослоев карбонатно-кремнистых сланцев и известняков говорит о формировании рассматриваемых отложений в мелководной и прибрежно-мелководной области осадочного бассейна. Углеродистые сланцы имеют благороднометалльную специализацию. В сульфидизированных и измененных породах содержания Au и Ag достигают промышленных концентраций. Состав и генезис самородного золота разный: присутствует как высокопробное (золото-кварцевый тип), так и низкопробное с примесями Cu и Ag (золото-сульфидный тип).

Авторы благодарят сотрудников ОАО «Челябинскгеосъемка» Е.П. Шулькина и Б.А. Пу-жакова за возможность участвовать в геолого-съёмочных работах, аналитиков ИГ УФИЦ РАН Т.И. Черникову, С.А. Ягудину и Н.Г. Христофорову за аналитические работы. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, <https://rscf.ru/project/23-27-00265/>.

Литература

Горбачёв О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. С. 46–57.

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Котова Л.Н. Валовый химический состав песчаников и палеогеодинамические реконструкции // Литосфера. 2016. № 6. С. 33–55.

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

Пужаков Б.А., Шох В.Д., Шулькина Н.Е., Шулькин Е.П., Долгова О.Я., Орлов М.В., Попова Т.А., Тарелкина Е.А., Иванов А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIII (Пласт). Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2018а. 205 с.

Пужаков Б.А., Шох В.Д., Шулькина Н.Е., Шулькин Е.П., Тарелкина Е.А., Долгова О.Я., Орлов М.В., Попова Т.А., Тарелкина Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. 2. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIV (Троицк). Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2018б. 238 с.

Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Коломеец А.В. Углеродистые сланцы Каменского участка: геология и рудоносность (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 2. С. 34–38.

Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. Vol. 67. P. 119–139.

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chemical Geology. 2013. Vol. 355. P. 117–133.

Н.С. Кущева

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

feodoritova@mail.ru

Петрохимия золоторудных пород стойло-николаевского комплекса Курского блока

(научный руководитель доц. А.Ю. Альбеков)

N.S. Kushcheva

Voronezh State University, Voronezh, Russia

Petrochemistry of gold-bearing rocks of the Stoylo-Nikolaevsky complex, Kursk Block

Abstract. The distribution of major petrogenic oxides depending on the location of intrusions within the Tim-Yastrebovskaya intracontinental rift structure is established for granitoids of the Stoylo-Nikolaevsky complex of the Kursk Block, which are associated with ore occurrences and primary geochemical anomalies of gold.

Интрузивные массивы стойло-николаевского комплекса, к которым относятся Стойло-Николаевский, Роговский, Прилепский, Екатерининский, Троснянский, Северо-Щигровский и др., широко распространены в центральной части Курского блока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в пределах Тим-Ястребовской внутриконтинентальной рифтовой структуры [Холин, 2001] и ее обрамления (рис. 1). Интрузии площадью от 2.5 до 26 км² обладают зональным строением, и в большинстве случаев породы периферических частей представлены кварцевыми диоритами, которые постепенно переходят в гранодиориты в

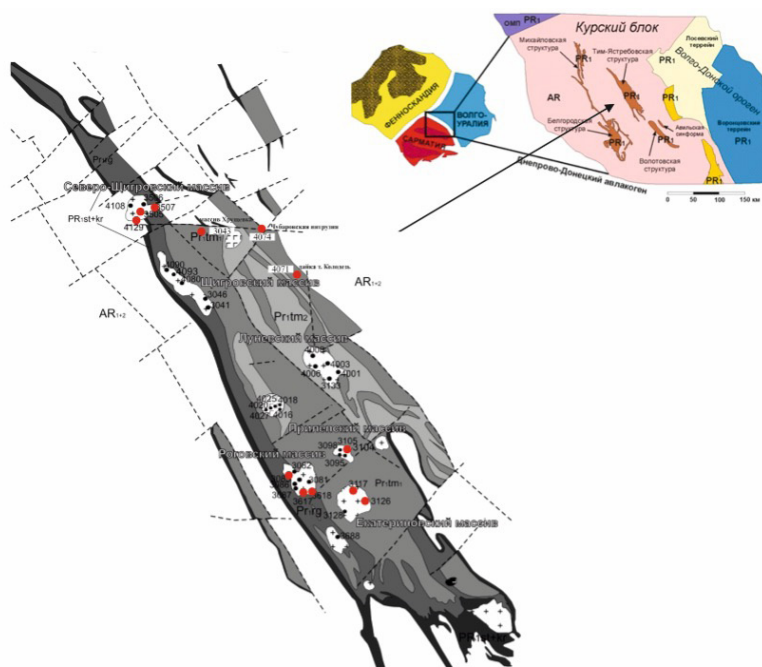


Рис. 1. Схематическая карта Тим-Ястребовской структуры с точками отбора образцов (выделены черными кружками) [Савко и др., 2014].

центральных частях массивов. Породы плотные и крепкие с гипидиоморфнозернистой, бластокластической, участками порфировидной структурой за счет более крупных кристаллов плагиоклаза и микроклина. В составе гранитоидов стойло-николаевского комплекса преобладают полевые шпаты 40–60 %, цветные минералы занимают чаще 8–10, иногда до 20 % от объема породы и представлены роговой обманкой и биотитом. Акцессорные минералы – апатит, циркон, аланит и сфен, вторичные – эпидот и хлорит. Рудные минералы локализуются в виде неравномерно распределенной вкрапленности мелких зерен [Кущева, 2017].

С описанными гранитоидными массивами ассоциируют рудопроявления и первичные геохимические аномалии золота [Феодоритова, 2015]. Прилепское рудопроявление (4.1 г/т Au) представлено линейной зоной, которая насыщена дайками диоритовых порфиров в дислоцированных слюдисто-кварц-углеродистых сланцах [Мяснянкин и др., 1984ф]. Крамское рудопроявление (5 г/т Au) обнаружено в железистых кварцитах и филлитовидных сланцах коробковской свиты, которые прорваны дайками диоритовых порфиров [Дьяченко и др., 1975ф]. На Стойло-Лебединском участке (5.5 г/т Au) проявлен пункт минерализации золота в зоне прожилкового окварцевания и сульфидизации (1–5 %) в амфибол-магнетитовых кварцитах коробковской свиты и рвущих дайках гранодиоритов, диоритовых порфиров, а также биотит-карбонатных пород [Полишук и др., 1968ф]. Первичные геохимические аномалии золота установлены: 1) в зоне экзоконтакта Троснянской интрузии (0.3–0.12 г/т Au) [Кононов и др., 1973ф]; 2) в прожилках гранодиоритов стойло-николаевского комплекса (до 20 г/т Ag, до 0.13 г/т Au), которые прорывают метапикритобазальты тимской свиты [Казанцев и др., 1976ф]; 3) в Лукьяновской точке минерализации (до 0.3 г/т Au, до 10 г/т Ag) железистые кварциты коробковской свиты со скудной вкрапленностью сульфидов прорваны диоритами Стойло-Николаевского массива [Макаров и др., 1987ф].

**Диапазон содержаний породообразующих оксидов в породах массивов
стойло-николаевского комплекса (мас. %)**

Массив	Екатериновский	Северо-Щигровский	Роговский	Прилепский	Колодезь	Чубаровская интрузия
Скв.	3117, 3126	3505, 3507, 4129	3085, 3617, 3618	3104	4071	4074
SiO ₂	65.42–67.86	56.32–62.88	61.48–67.86	64.27–68.05	60.88–65.92	62.59–65.27
TiO ₂	0.41–0.49	0.59–0.83	0.35–0.65	0.38–0.41	0.57–0.78	0.47–0.53
Al ₂ O ₃	14.6–15.35	14.05–16.34	13.86–15.37	13.08–15.6	15.43–16.4	16.5–17.13
Fe ₂ O ₃ общ	3.76–5.21	5.93–10.93	3.42–6.45	3.29–7.42	4.81–5.93	4.18–4.43
MgO	1.56–1.97	2.49–4.26	2.01–3.06	1.74–2.3	1.74–2.22	1.56–1.72
MnO	0.05–0.06	0.08–0.1	0.04–0.08	0.04–0.05	0.05–0.07	0.06
CaO	2.7–2.9	4.2–5.6	2.8–4.2	2.9–3.2	3.9–4.6	3.9–4.1
Na ₂ O	2.9–3	2.9–3.5	2.7–3.9	4.1	4	3.7–4.2
K ₂ O	4.5–5.2	2.8–3.5	3.7–4.9	3.2–4.1	1.6–2.5	2.6–2.9
P ₂ O ₅	0.1	0.2–0.4	0.1–0.2	0.1–0.2	0.1–0.2	0.1

Целью исследования является интерпретация петрохимических данных, полученных при изучении гранитоидов стойло-николаевского комплекса. Методом рентгенофлуоресцентной спектрометрии определены концентрации породообразующих оксидов (табл.) на спектрометре последовательного действия PW2400 (Philips Analytical, Нидерланды) по методике HSCAM 439-PC, обеспечивающей получение результатов III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-99. Анализ проводился в ИГЕМ РАН (г. Москва). Также для исследования использованы данные [Савко и др., 2014].

На TAS-диаграммах (рис. 2а) изученные породы попадают в область умеренно-щелочных и щелочных. Изменение химического состава прослеживается от кварцевых диоритов Северо-Щигровского массива (SiO₂ 56.32 мас. %) до гранодиоритов и граносиенитов Прилепского и Екатериновского массивов (SiO₂ 68.05 и 67.86 мас. %, соответственно) (рис. 2а). На вариационных диаграммах (рис. 2б) наблюдаются устойчивые тренды изменения вариаций химических компонентов по отношению к кремнезему от Северо-Щигровского массива к Роговскому, Прилепскому и Екатериновскому массивам, что проявляется в снижении концентраций TiO₂ (0.8–0.32 мас. %), Fe₂O₃ общ (10.93 до 3.29 мас. %), MgO (4.26–1.56 мас. %), MnO (0.14–0.02 мас. %), CaO (5.63–2.77 мас. %) и увеличением содержаний Na₂O и K₂O (рис. 2б).

Таким образом, установлено, что в массивах стойло-николаевского комплекса проявлена закономерная смена характера распределения основных петрогенных оксидов в зависимости от места их расположения в пределах Тим-Ястребовской внутриконтинентальной рифтовой структуры (с СЗ на ЮВ): Северо-Щигровский (кварцевые диориты, кварцевые сиениты) → Чубаровский (кварцевые сиениты и гранодиориты) → Т. Колодезь (гранодиориты) → Роговский (гранодиориты и граносиениты) → Прилепский (гранодиориты) → Екатериновский (гранодиориты и граносиениты). Влияние этого тренда на распределение золоторудной минерализации не установлено.

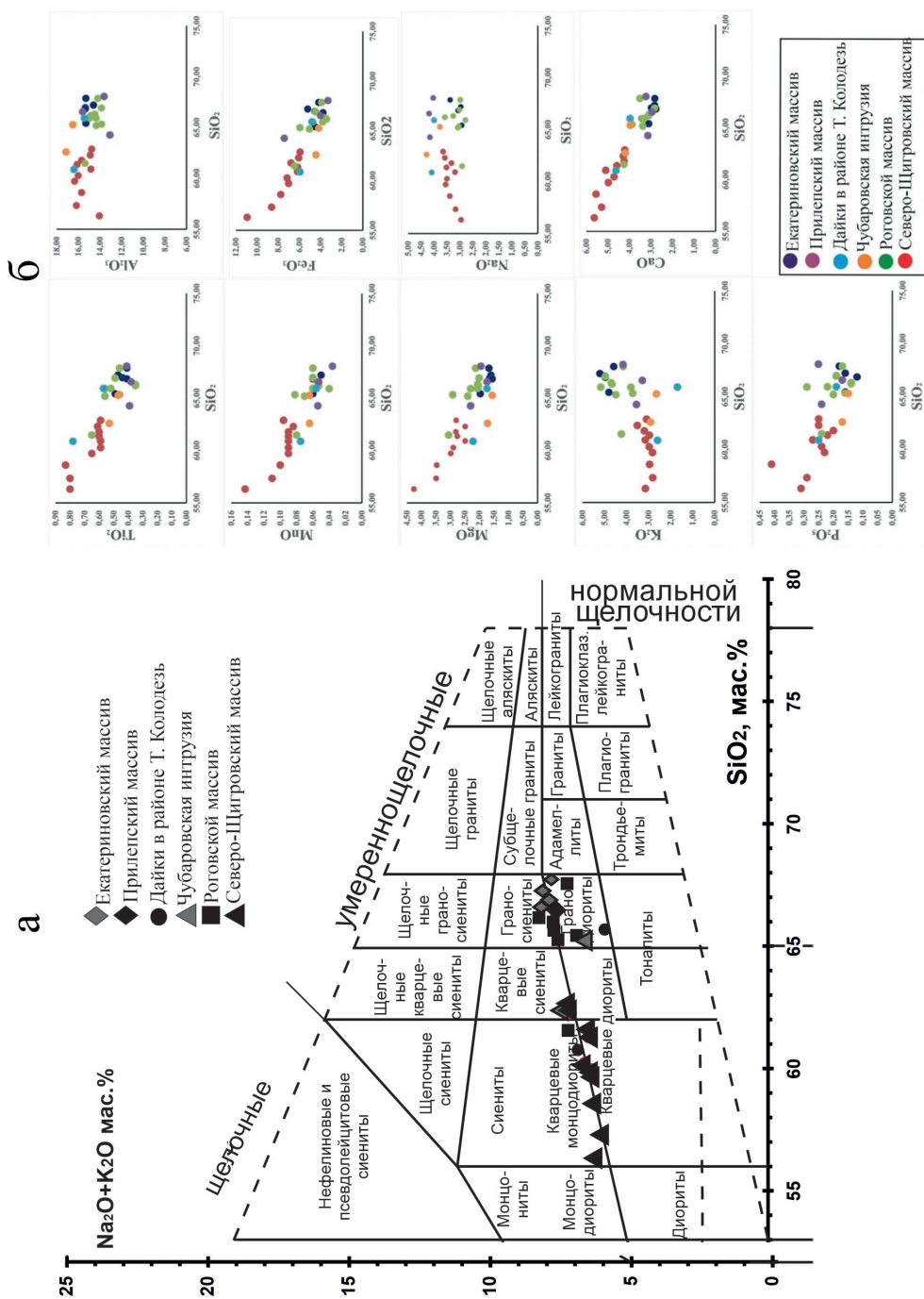


Рис. 2. Состав пород стойло-николаевского комплекса на TAS-диаграмме (а) и вариационные диаграммы (б).

Литература

- Дьяченко Г.И. и др. Изучение условий локализации и геологических перспектив золотого оруденения древних выступов Русской платформы. М.: ЦНИГРИ, 1975ф. 270 с.
- Казанцев В.А., Егоров М.С., Ликарчук В.Г. Отчет о результатах глубинного геологического картирования докембрия ВКМ на топооснове масштаба 1:500 000, (территория Курской области). Курск: фонды «Курскгеолуправления», 1976ф. 301 с.
- Кононов Н.Д., Крестин Е.Н., Афонин В.В. и др. Отчет о петрологии и металлогении гранитоидных комплексов Воронежского кристаллического массива. ТГУЦР. ТГФ, 1973ф. 456 с.
- Кущева Н.С. Особенности минерального состава Северо-Щигровского и Роговского диорит-гранодиоритовых массивов Курского блока (Центральная Россия) // Известия Саратовского университета. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2017. Т. 17. Вып. 1. С. 27–38.
- Макаров М.Н., Юдина В.В., Нарсеев А.В., Кононов Н.Д. Отчет о результатах работ по теме: «Обобщение материалов о золотоносности раннедокембрийских образований Воронежского кристаллического массива». Курск: фонды «Курскгеолуправления», 1987ф. 256 с.
- Мяснянкин В.И., Казанцев В.А., Кошелев Н.И. и др. Отчет о результатах глубинного докембрия в масштабе 1:200 000 в центральной части Тим-Ястребовской структуры (лист М-37-П) и Белгородско-Михайловского синклиория (листы М-36-36-Б и М-37-25-А) за 1979-84 гг. Воронеж: ВГФ, ТГФ, 1984ф. 444 с.
- Полищук В.Д., Полищук В.И. и др. Отчет о работах, проведенных Курско-Белгородской картосоставительской партией по теме «Металлогеническая карта докембрия КМА (по состоянию на 01.01.1968 г.)». Воронеж: ВГФ, ТГФ, 1968ф. 500 с.
- Савко К.А., Базиков Н.С., Козлова Е.Н. Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2014. № 2. С. 56–78.
- Феодоритова Н.С. Золоторудная минерализация в связи с диорит-гранодиоритовыми массивами стойло-николаевского комплекса Курского блока (Центральная Россия) // Металлогения древних и современных океанов–2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 233–234.
- Холин В.М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА // Автореф. на соиск. степ. к.г.-м.н. Воронеж, 2001. 24 с.

М.Е. Мехонцев

*Южно-Российский государственный политехнический
университет (НПИ), г. Новочеркасск, Россия
maks.mehonzev01@mail.ru*

Золото-сульфидная минерализация месторождения Голец Высочайший (Иркутская область)

(научный руководитель к.г.-м.н. А.А. Бутенков)

М.Е. Mekhontsev

South-Russian State Polytechnic University (NPI), Novocherkassk, Russia

Gold-sulfide mineralization of the Golets Vysochayshy deposit (Irkutsk region)

Abstract. The paper presents the mineralogical and petrographic characteristics of ore sample from the Golets Vysochaishiy gold deposit (Irkutsk region). The mineral composition and structural and textural features of the sample are characterized; the hydrothermal-metamorphic origin is determined.

Золоторудное месторождение Голец Высочайший расположено в Бодайбинском районе (Иркутская область), геологический разрез которого представлен протерозойскими карбонатно-терригенными породами, смятыми в сложнопостроенные крупные складки. В структурно-тектоническом отношении месторождение располагается в нормальном крыле запрокинутой на юг почти изоклиальной Имняхской синклинали. В ядре последней на северном фланге месторождения обнажаются породы верхней подсвиты хомолхинской свиты. Месторождение локализовано в пределах Каменской антиклинали, которая деформирует нормальное крыло Имняхской синклинали.

Рудное тело представляет собой золотосодержащую зону, полностью оконтуренную и опробованную. Зона приурочена к хомолхинской свите слабометаморфизованных пород, характеризующихся тонким ритмичным переслаиванием маломощных прослоев углистых филлитов, алевролитов, тонкозернистых песчаников и известняков. Рудой являются филлиты и алевролиты с обильной вкрапленностью и тонкими прожилками пирита и пирротина и редкими кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками. Переход от сульфидно-вкрапленных руд к вмещающим неминерализованным породам хомолхинской свиты постепенный, нечеткий. Руды месторождения характеризуются простым минеральным составом (таблица). Они представлены углеродистыми кварц-серицитовыми сланцами и алевролитами с прожилковой пирит-пирротиновой минерализацией. Ценным компонентом в них является золото, которое ассоциировано, преимущественно, с сульфидами и кварцем. Распределение благородного металла неравномерно [Буряк, 1959; Емельянов и др., 2019ф].

Материалом для настоящего исследования является штучный образец руды с месторождения Голец Высочайший, отобранный автором в северном борту карьера Западного на забое горизонта +1025. Штуф представлен прослоем сульфидной руды, приуроченной к межслоевому пространству вмещающих филлитов (рис. а). Целью работы являлась минералого-петрографическая характеристика руды месторождения на примере отобранного образца по данным макро- и микроскопического описания образца и аншлифа, изготовленного лично автором.

Макроскопически образец представляет собой фрагмент сульфидизированного филлита вытянутой плитообразной формы размером 15:6:3 см. Порядка 40 % объема представлено рудными минералами, образующими линзовидные скопления, остальная часть сложена тонкозернистой массой черного филлита. Рудные минералы представлены кристаллами пирита разного размера: от средних (0.3–0.5 см) до крупных (1.5–2 см), последние преобладают. Формы кристаллов – куб и пентагондодекаэдр – распределены в соотношении примерно 1:1, что говорит о благоприятной для их роста среде, возможно, в полости отслаивания. Между гранями некоторых отдельных индивидов пространство заполнено извилистыми прожилками кварца, реже карбонатов железа (сидерит, анкерит), мощностью до 2–3 мм. Вмещающая

Таблица

Минеральный состав технологической пробы руд по [Емельянов и др., 2019ф]

Минералы и группы минералов	Массовая доля, %
Кварц	33.50
Карбонаты (сидерит, кальцит, анкерит и др.)	2.00
Глинисто-слюдистые минералы и полевые шпаты	55.30
Сульфиды железа	4.00
в том числе: пирит, марказит	3.70
пирротин	0.30
Сульфиды цветных металлов	0.23
Углистое вещество	0.70
Примеси (рутил, турмалин, апатит, циркон, ильменит, магнетит и др.)	Редкие зерна

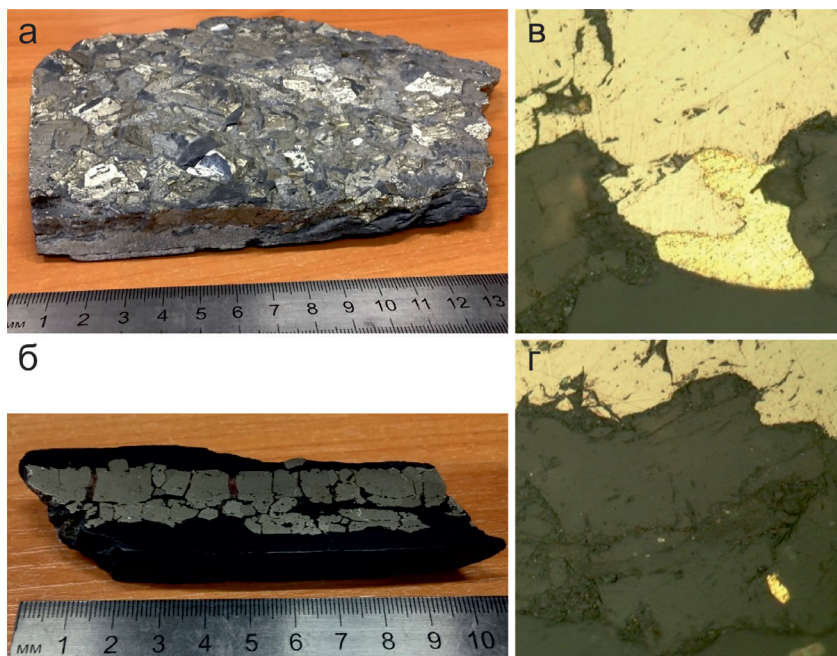


Рис. Рудный штупф с месторождения золота Голец Высочайший: а – общий вид; б – аншлиф; в, г – микрофотографии в отраженном свете (размер поля зрения 0.15 мм): в – агрегат пирита (желтый), кварца (темно-серый) и золота (ярко-желтое), г – вкрапление золота в кварце.

порода представлена филлитом, сложенным тонкозернистым агрегатом слюд, мелкие чешуйки которых ориентированных параллельно сланцеватости. Порода пропитана тонкими частицами углистого вещества, придающими ей черный цвет.

Сульфидные срастания в рудных линзах разбиты трещинами, ориентированными в основном поперечно относительно линз, реже продольно. Трещины залечены массой шестовато-волоконистого кварца, а также карбонатов железа. Толщина прожилков 0.5–2 мм (рис. б). В руде отмечается три разновидности пирита: незолотоносные крупные метакристаллы величиной до 1.2–2.0 см; среднезернистый пирит, располагающийся в кварцевых прожилках и ассоциирующий с пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и золотом; мелкозернистый пирит, приуроченный к тонким трещинам отслаивания в слюдисто-серицитовых агрегатах, к контактам и межслоевым поверхностям в породах, размер зерен 0.1–2 мм (может содержать самородное золото). Среди срастаний кристаллов пирита отмечаются редкие ксеноморфные зерна пирротина размером 0.01–0.02 мм. Из других сульфидов отмечаются сфалерит, халькопирит, галенит и арсенопирит, как в редких и единичных зернах, так и в виде прожилковых образований.

Отмечены единичные зерна самородного золота размером 0.01–0.05 мм. В срастании с пиритом они обладают угловатыми прожилковидными очертаниями, заполняя промежутки между кристаллами пирита и кварца (рис. в). Также они наблюдаются среди кварца (рис. г) в виде вытянутых и изометричных угловатых зерен, возможно, с элементами огранки.

Предполагаемая модель формирования подобных сульфидных агрегатов описана Н.С. Скрипченко [1980]. Толща пелитов содержала тонкорассеянную сульфидную минерализацию. Вследствие динамометаморфизма произошло растворение и перераспределение сульфидов по отдельным горизонтам с образованием метакристаллов пирита между прослоями сланцев (этим обусловлена примерно одинаковая ориентировка кристаллов, что видно на рис. б – грани приурочены к кровле и подошве слойков), появлялись полости отслаивания и

срывы. Между отдельными кристаллами оставались тени давления, послужившие благоприятной средой для формирования шестовато-волокнистого кварца.

Вероятно, образование сульфидной минерализации в исследованном образце связано с гидротермально-метаморфогенным механизмом. Золотоносность связана с последними стадиями регрессивного гидротермального процесса, который приводил к перераспределению рассеянной сульфидной минерализации в крупнокристаллические сульфидные агрегаты. Эти агрегаты приурочены к трещинам отслаивания и срывов филлитов. Отмечается более поздняя по отношению к сульфидам и кварцу кристаллизация самородного золота, которое чаще всего находится в тесном сростании с сульфидами, реже встречается в кварце и в свободной форме в филлитах.

Литература

Буряк В.А. Предварительные данные изучения золоторудной минерализации сульфидного типа в Ленском золотоносном районе (на примере Гольца Высочайшего) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 26. Иркутск, 1959. С. 113–129.

Емельянов И.Ю. и др. Техничко-экономическое обоснование постоянных разведочных кондиций месторождения «Голец Высочайший» с подсчетом запасов глубоких горизонтов по состоянию на 01.01.2019 г. Иркутск, 2019ф. 517 с.

Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 16 с.

**Я.А. Тарасов^{1,2}, В.Ю. Фридовский¹, Ю.А. Калинин^{1,3},
Л.И. Полуфунтикова^{1,4}, М.В. Кудрин¹**

¹ – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
t.yaroslav_96@mail.ru

² – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

³ – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

⁴ – Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск, Россия

Геология, минералогия и изотопная геохимия золоторудного месторождения Маринское (Аллах-Юньская металлогеническая зона, СВ России)

**Ya.A. Tarasov^{1,2}, V.Yu. Fridovsky¹, Yu.A. Kalinin^{1,3},
L.I. Polufuntikova^{1,4}, M.V. Kudrin¹**

¹ – Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

² – Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

³ – Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

⁴ – North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russia

Geology, mineralogy and isotopic geochemistry of the Marinsk gold deposit (Allakh-Yun metallogenic zone, NE Russia)

Abstract. The results of structural-kinematic, mineralogical and isotopic studies of the Marinsk gold deposit are presented. Two types of quartz veins formed in a single reverse-thrust tectonic stress field during subduction-accretionary processes at the eastern margin of the Siberian Craton. The early gold-sulfide-quartz and late gold-silver-siderite mineralization is described. The anomalously wide variations of $\delta^{34}\text{S}$ values (–16.2

to +34.1 ‰) of sulfides from veins and metasomatites differ for concordant and secant veins, which may indicate the different ore matter sources. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values, however, support a possibly homogeneous ore-forming fluid.

Для южной части Аллах-Юньской металлогенической зоны (АЮМЗ) характерны раннеорогенные золоторудные месторождения (Дуэт, Юр, Фин в Юрско-Бриндакитском рудном узле, Булар, Оночолах, Хотунское в Селляхско-Хотунском рудном узле), в которых рудные тела, согласные с вмещающими породами, контролируются сдвиговыми зонами [Фридовский и др., 2006; Fridovsky, 2018]. Жилы сопровождаются вкрапленной и прожилково-вкрапленной пирит-арсенопирит-кварцевой минерализацией с крупнокристаллическим арсенопиритом. На месторождении Маринское наряду с раннеорогенной минерализацией проявлено золото-сульфидно-карбонат-кварцевое оруденение в согласных и секущих жилах, природа которого до конца не ясна.

Месторождение локализуется в западном крыле Минорского разлома, в призмковой части одноименной асимметричной антиклинали С-СВ простирания [Фридовский, Полуфунтикова, 2011]. Ее протяженность около 17 км, ширина меняется от 5 км на севере до 2–3 км на юге. Западное крыло падает под углом 15–32°, восточное – до 85°. Шарнир складки полого (5–15°) погружается на Ю-ЮЗ (195–200°). Проявлен сланцевый кливаж осевой поверхности, который полого (20–47°) падает к западу. Наряду с субмеридиональными разрывами развиты субширотные нарушения.

На месторождении проявлены два типа кварцевых жил. Первый тип – тонкополосчатые жилы небольшой мощности (до 2.5 м), согласно залегающие с вмещающими терригенными породами наталинской свиты среднего карбона (рис.). Они сходны с рудными телами раннеорогенных золоторудных месторождений АЮМЗ [Фридовский и др., 2006]. Второй тип представлен комбинацией парагенных согласных и близвертикальных секущих жил С-СВ простирания и крутопадающих поперечных близширотных жил (рис.). Мощность жил варьирует от 0.2 до 5 м и, в среднем, составляет около 1 м, протяженность – до 200 м. На стереографических проекциях полюса слоистости, кливажа и жил группируются вдоль субвертикального пояса σ_3/σ_1 , характерного для взбросо-надвигового тектонического поля напряжений.

Рудные тела представлены кварц-карбонатными жилами и околорудными пирит-серицит-карбонат-кварцевыми метасоматитами. Для них характерны полосчатые, прожилково-вкрапленные, гнездовидные и брекчиевидные текстуры и гипидиоморфнобластические структуры. Главным жильным минералом является кварц (до 85–90 %), в подчиненном количестве присутствуют анкерит (до 10–15 %) и серицит. Количество рудных минералов в согласных жилах не превышает 1–2 %, в поперечных секущих жилах – до 10–15 %. Среди рудных минералов встречаются пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, электрум, гессит, буланжерит, кервеллит, креннерит, петцит, бенлеонардит, стефанит, тетраэдрит и самородное золото. Выделяются четыре последовательные минеральные ассоциации, характерные для золото-сульфидно-кварцевого типа оруденения: метасоматическая пирит-серицит-кварцевая, жильная пирит-арсенопирит-анкерит-кварцевая, золото-полисульфидно-кварцевая и золото-серебро-сидеритовая.

Изотопный состав ($\delta^{34}\text{S}$) сульфидов из жильных тел и метасоматитов месторождения имеет аномально широкие вариации (от –16.2 до +34.1 ‰, $n = 38$), существенно отличающиеся для согласных и секущих жил [Тарасов и др., 2022]. Изотопный состав серы с отрицательными значениями (от –16.2 до –4.3 ‰, $n = 14$) установлен в сульфидах из согласных жил: пирит – –7.6 и –5.7 ‰ ($n = 2$), арсенопирит – от –13.2 до –4.3 ‰ ($n = 4$), галенит – от –16.2 до –8.5 ‰ ($n = 6$), а также метасоматитов: пирит – от –7.3 до –4.7 ‰ ($n = 2$). Для пирита из секущих жил и метасоматитов установлен изотопный состав серы с положительными значениями: 5.7–34.1 ‰ ($n = 24$).

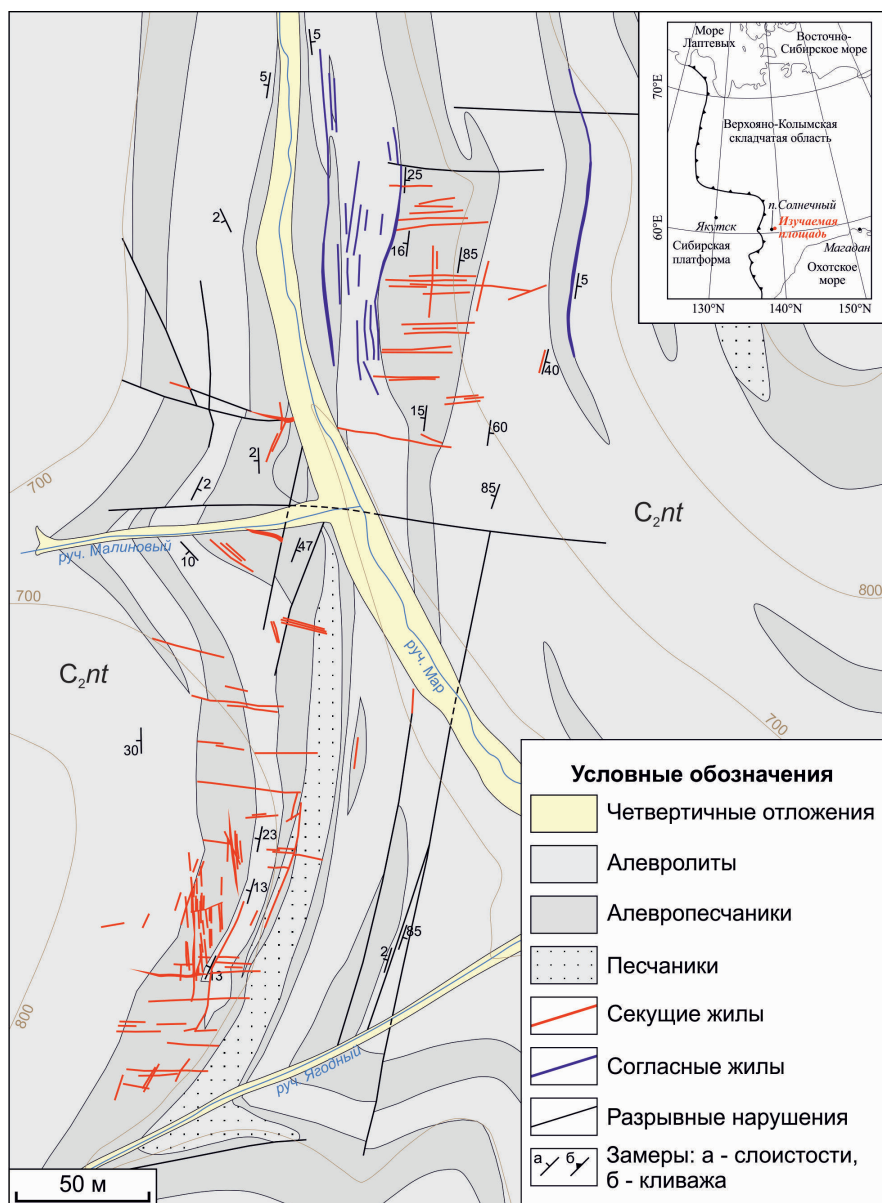


Рис. Геологический план золоторудного месторождения Маринское, по [Палыца, 2015ф] с изменениями.

Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ кварца месторождения Маринское характеризуется узким интервалом значений (15.0–16.7 ‰, $n = 26$), близкий для согласных (15.0–16.5 ‰, $n = 15$) и секущих (16.0–16.7 ‰, $n = 11$) жил. В карбонатах золоторудного месторождения Маринское установлено облегчение изотопного состава углерода: $\delta^{13}\text{C}$ от –6.5 до –1.0 ‰ ($n = 20$) как для согласных (от –6.3 до –1.0 ‰, $n = 12$), так и секущих жил (от –6.5 до –2.4 ‰, $n = 8$). Карбонаты из согласных и секущих жил имеют узкий интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ (15.9–17.8 ‰, $n = 20$).

Таким образом, формирование минерализации месторождения Маринское происходило в течение нескольких этапов. В ходе субдукционно-аккреционных событий на восточной

окраине Сибирского кратона во взбросо-надвиговом тектоническом режиме образовались метасоматическая пирит-серицит-карбонат-кварцевая, жильные пирит-арсенопирит-анкерит-кварцевая и золото-полисульфидно-кварцевая минерализации. Золото-серебро-сидеритовая минерализация связана с поздними наложенными процессами. Разный изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов свидетельствует о нескольких источниках серы. Узкий интервал изотопного состава $\delta^{18}\text{O}$ кварца и $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов указывает на гомогенный источник кислорода и углерода.

Исследование выполнено за счет государственного задания ИГАБМ СО РАН.

Литература

Пальця Б.К. Поисково-оценочные работы по поиску новых и оценке выявленных рудных тел различных формационных типов в пределах Ыныкчанской рудной площади за 2012–2014 гг. Пос. Солнечный. 2015ф.

Тарасов Я.А., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И. Аномальные вариации изотопного состава минералов орогенного золоторудного месторождения Маринское (Аллах-Юньский металлогенический пояс, юго-восток Якутии) // XI Российская молодежная научно-практическая школа «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2022. С. 266–268.

Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золото-кварцевых месторождений южного Верхоянья // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 33–37.

Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля (Южное Верхоянье) // Отечественная геология. 2011. №. 6. С. 13–20.

Fridovsky V.Yu. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, Northeast Russia // Ore Geology Reviews. 2018. Vol. 103. P. 38–55.

Д.И. Смирнов¹, Д.А. Гуськов¹, А.Я. Нефедова¹, М.А. Павлова^{1,2}

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет,
г. Санкт-Петербург, Россия
smirnov.di.10@mail.ru

² – Институт минералогии ИОУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Минералогические и шлихогеохимические особенности бассейна ручьев северо-западной оконечности Охотского террейна (Хабаровский край)

(научный руководитель к.г.-м.н. С.В. Петров)

D.I. Smirnov¹, D.A. Guskov¹, A.Ya. Nefedova¹, M.A. Pavlova^{1,2}

¹ – St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

² – Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Mineralogical and geochemical features of creeks from a basin of the northwest Okhotsk Terrane (Khabarovsk krai)

Abstract. The mineral assemblage including native gold, chalcopyrite, sphalerite, pyrite, as well as minerals of the garnet group is identified as a result of studies of the Anmadykan 2nd stream basin in the northeastern part of the Okhotsk region of the Khabarovsk krai. It is established that Pb mineralization has no gold potential. There is, at least, one primary source, which is possibly associated with quartz (rarely quartz-

carbonate) veins. The results of mineralogical and geochemical analyzes of heavy concentrates in the studied area are comparable with each other, which will reduce labor costs during geological exploration to search for primary gold mineralization.

В бассейне ручья Анмандыкан 2-й в северо-восточной части Охотского района Хабаровского края известны многочисленные россыпные месторождения золота, но их коренные источники изучены слабо. Целью работы является определение потенциальных коренных источников золота, питающих бассейн ручья Анмандыкан 2-й. Задачи включали минералогический и шлихогеохимический анализы шлихов, а также сравнение результатов двух методов исследования.

Для исследований отобрано 79 мелкообъемных (5–42 л) шлиховых проб из 8 притоков руч. Анмандыкан 2-ой: руч. Западный отвилоч, Восточный отвилоч, Сомнительный, Смежный, Перевальный, Соболев, Встречный и Хворый. Минеральный состав 37 проб определен под биноклем Leica M 125C (РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования», г. Санкт-Петербург). Для получения элементного состава всех проб анализировался неистертый шлик с помощью портативного рентгенофлуоресцентного спектрометра Olympus Innov X Delta. Из полученной таблицы результатов для статистической обработки были выбраны 20 химических элементов, содержания которых превышают аналитический порог определения (Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Zr, Nb, Ag, Pb, Bi). Данные по содержанию золота получены с помощью визуального подсчета количества драгоценного металла в каждой отдельной пробе. Полученные результаты обработаны в программе Statistica 13.3 с помощью корреляционного и факторного анализов [Котова, Булдаков, 2009].

Район исследования расположен в центральной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса, где он наложен на Охотский срединный массив [Гринберг, 1976]. Ручей Анмандыкан 2-й протекает в зоне контакта позднепротерозойских и девонских осадочных отложений и мелового Правовульбейского интрузива, относящегося к нютско-куйдусунскому габбро-гранодиорит-гранитовому комплексу [Зуев, 1985ф; Казакова и др., 2013; Матюша, 2009] (рис.). Правые притоки ручья дренируют толщи углеродисто-кремнисто-доломитовой формации (PR_2^2 и $D_{2,3}$) и вулканогенно-терригенной формации (D_3fm); левые – интрузив щелочных гранитов (K_2) [Зуев, 1985ф, Матюша, 2009ф].

В минеральном составе шлиховых проб из правых притоков первоочередную роль играют магнетит и ильменит (>65 об. %). На долю граната и амфибола приходится 15–30 об. %. Количество монацита, циркона, сфалерита и пирита составляет <5 об. %. Эпизодически встречаются шеелит, халькопирит и галенит. Для шлихов из ручья Хворый характерны единичные зерна малахита и азурита. Многочисленные гранаты и сульфиды, а также единичные зерна малахита и азурита указывают на распространение в районе исследования скарированных пород [Матюша, 2009ф] и кварцевых (реже кварц-карбонатных) жил и прожилков [Конченко, 2021]. В пробах, отобранных в правых притоках руч. Анмандыкан 2-й, встречаются второстепенные циркон и монацит. На руч. Хворый в пяти шлихах зафиксировано самородное золото. В пробе, отобранной на руч. Перевальный, обнаружены два знака самородного золота. Единичные знаки также определены в отдельных шлихах руч. Сомнительный и Западный отвилоч.

В минеральном составе проб, отобранных в левых притоках ручья, около 60–65 об. % приходится на магнетит и ильменит. Обращает внимание повышенное содержание амфибола и циркона (25–30 об. %). Минералы группы гранатов занимают не более 5–7 об. %. Оставшаяся часть представлена монацитом, сфалеритом, пиритом, шеелитом. Единичные знаки самородного золота зафиксированы только в трех пробах, отобранных на руч. Восточный отвилоч.

Корреляционный анализ результатов минерального состава шлиховых проб позволил сгруппировать минералы по сопряженности их содержаний. На основе полученных резуль-

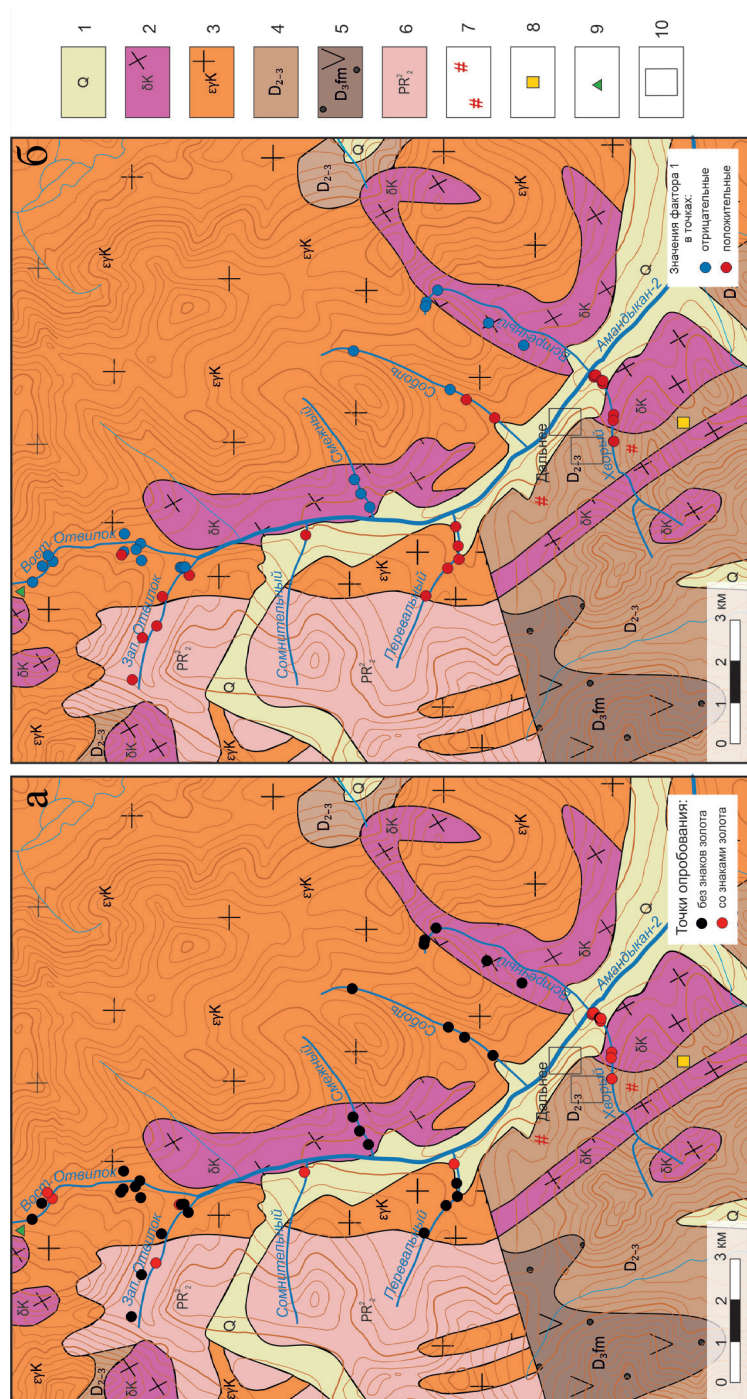


Рис. 1. Схема геологического строения бассейна ручьев северо-западной оконечности Охотского террейна, по [Матюша, 2009ф], с точками отпробования (а) и со значениями фактора 1 (б).

1 – Четвертичные отложения: пески, галечники, валуники, суглинки; 2 – мел, формация щелочно-гранитоидных интрузий, 1-я фаза: тоналиты, гранодиориты, диориты, кварцевые монодиориты; 3 – мел, формация щелочно-гранитоидных интрузий, 2-я фаза: сиенограниты, щелочные полевошпатовые граниты; 4 – средний-верхний девон, углеродисто-терригенно-карбонатная формация: песчаники известковые, известково-глинистые сланцы, известняки, конгломераты; 5 – средний-верхний девон, вулканогенно-терригенная формация: туфы андезитов, туфопесчаники, конгломераты, известково-глинистые сланцы; 6 – поздний протерозой, углеродисто-кремнисто-доломитовая формация: доломиты, доломиты песчаные, кварцито-песчаники, кремни, алевролиты; 7 – гидротермально- и контактово-измененные породы, скарнирование; 8–10 – точки минерализации: осадочно-гидротермального золото-серебро-полиметаллического типа (8), плутогенно-гидротермального серебро-полиметаллического типа (9), скарнового золото-серебро-полиметаллического типа (10).

Корреляционная матрица по данным минералогического анализа

	Магнетит log	Ильменит	Гранат	Амфибол	Циркон	Монацит log	Сфалерит log	Пирит log	Халькопирит log	Галенит log	Шеелит	Золото log
Магнетит log	1.00											
Ильменит		1.00	-0.36									
Гранат			1.00		-0.57		0.61	0.62	0.55			0.54
Амфибол				1.00	-0.49	0.34					0.32	
Циркон					1.00	-0.53	-0.42	-0.46	-0.35		-0.50	-0.39
Монацит log						1.00	0.32					
Сфалерит log							1.00	0.75	0.38			0.52
Пирит log								1.00	0.52			0.42
Халькопирит log									1.00		0.37	0.52
Галенит log										1.00		
Шеелит											1.00	0.47

Примечание. Критическое значение коэффициента корреляции 0.32 при уровне значимости 0.05.

$$38 \frac{+K_{77} \text{ Sr}_{72} \text{ As}_{63} \text{ Si}_{48} \text{ Au}_{37} \text{ Cu}_{34} \text{ Ca}_{26}}{-Fe_{95} \text{ Bi}_{94} \text{ Pb}_{94} \text{ Rb}_{86} \text{ P}_{73} \text{ Mg}_{65} \text{ Mn}_{41} \text{ Zr}_{35}}$$

$$25 \frac{+Pb_{21}}{-Zr_{85} \text{ Mn}_{73} \text{ Nb}_{71} \text{ Ti}_{69} \text{ Cu}_{68} \text{ Ag}_{64} \text{ Zn}_{54} \text{ Si}_{49} \text{ P}_{43} \text{ Al}_{42} \text{ Ca}_{39} \text{ Sr}_{37} \text{ As}_{27} \text{ Au}_{26}}$$

$$13 \frac{+Ag_{44} \text{ Ti}_{40} \text{ Cu}_{34} \text{ Nb}_{32}}{-Al_{78} \text{ Si}_{60} \text{ Mg}_{55} \text{ Sr}_{42} \text{ Au}_{41} \text{ Ca}_{39} \text{ As}_{32} \text{ Rb}_{30} \text{ Fe}_{30}}$$

Рис. 2. Структура первых трех факторов.

татов была определена потенциальная золоторудная минеральная ассоциация: самородное золото, халькопирит, сфалерит, пирит, а также минералы группы гранатов (таблица).

В результате проведения статистической обработки результатов химического анализа 79 шлихов установлено, что из четырех полученных факторов, только первые три имеют значимый вклад в общую дисперсию (рис. 2).

В первом факторе в область положительных нагрузок попадают K, Sr, As, Si, Au, Cu, Ca. Предположительно петрогенные элементы, такие как K, Sr, Si, Ca отражают ассоциацию кварца и полевых шпатов. Мышьяк, Au и Cu отражают хотя и слабую, но отчетливо положительную рудную нагрузку. Элементы с отрицательными нагрузками, возможно, указывают на ассоциацию магнетита, ильменита, галенита, монацита и циркона.

Фактор I также разделяет правые и левые водотоки на две группы, соответственно, точки проб положительных значений фактора располагаются на правых притоках, а точки отрицательных значений – на левых притоках. Таким образом, первый фактор отражает, во-первых, породный состав источников сноса материала. Для правых притоков – это терри-

генные породы, представленные песчаниками, кварцито-песчаниками, конгломератами. В их составе отмечается большое количество кварца и полевых шпатов. Для левых притоков – это щелочные граниты, для которых характерны различные акцессорные минералы (магнетит, ильменит, циркон, монацит). Во-вторых, первый фактор указывает на присутствие золото-медной минерализации, которая, возможно, связана с кварцевыми жилами и прожилками, широко распространенными на правобережье руч. Анмандыкан 2-й [Конченко, 2021; Матюша, 2009ф].

По второму фактору со слабой положительной нагрузкой галенит противопоставляется большинству элементов с отрицательной нагрузкой, интерпретируемых как ассоциация минералов, таких как ильменит, монацит, циркон, кварц, полевые шпаты, халькопирит, сфалерит и самородное золото. По данному фактору отчетливо обособляется руч. Западный отводок, в верховьях которого предшественниками была обнаружена точка свинцовой минерализации [Матюша, 2009ф].

По фактору III в поле отрицательных значений попадают Al, Si, Mg, Sr, Ca, которые могут указывать на минералы группы гранатов, а также Au. Данную зависимость подтверждает корреляция золота с гранатами, зафиксированная по результатам статистической обработки минералогического анализа.

Таким образом, по результатам исследований бассейна ручья Анмандыкан 2-й в северо-восточной части Охотского района Хабаровского края выявлена золоторудная минеральная ассоциация, включающая в себя самородное золото, халькопирит, сфалерит, пирит, а также минералы группы гранатов. Установлено, что свинцовая минерализация не несет золоторудной нагрузки. Выделяется, как минимум, один коренной источник, который, возможно, связан с кварцевыми (реже кварц-карбонатными) жилами. Результаты минералогического и шлихогеохимического анализов на исследуемой территории сопоставимы между собой, что позволит сократить трудозатраты в процессе проведения геологоразведочных работ по поиску коренного золотого оруденения на исследуемой территории.

Литература

- Гринберг Г.А. Вулканические и интрузивные формации Приохотья. М.: Наука, 1976. 189 с.
- Зувев М.В. Отчет о поисковых работах на золото в восточной части Охотского района за 1981–1985 гг. (Кавинская партия) в 2-х томах. Том № II. Текстовые приложения. Охотск, 1985ф.
- 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.
- Конченко А.В. Проект поисковых работ на коренное золото на перспективной площади Анмандыкан-2 (Хабаровский край). Дипломная работа. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2021.
- Котова И.К., Булдаков И.В. Факторный анализ при исследовании геологических систем: Элементарные основы факторного анализа. Принципы интерпретации его результатов. Учебно-методическое пособие. СПб: СПбГУ, 2009. 48 с.
- Матюша И.П. Информационный отчет по незавершенному геологическому заданию «О результатах поисковых и оценочных работ на рудное золото в бассейне реки Сибига правого притока реки Ульбея на 2006–2009 гг. (объект Сибига)». Хабаровск, 2009ф, 98 с.

Е.Д. Греку
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
e.greku@alumni.nsu.ru

**Золоторудное месторождение Аномальное (Восточный Казахстан):
геологическое строение и возрастные рубежи формирования**
(научный руководитель д.г.-м.н. Ю.А. Калинин)

E.D. Greku
Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

**Anomal'noe gold deposit (East Kazakhstan): geological structure and age
boundaries**

Abstract. The ores of the Anomal'noe gold deposit in East Kazakhstan include low-sulfide gold-quartz veins and mineralized gold-sulfide zones. Two hydrothermal stages of ore formation is recognized: early of 300.4 ± 3.4 Ma (mineralized zones) and late of 279.8 ± 4.3 and 279.6 ± 1.9 Ma (quartz veins). The early stage ores are comparable with those from orogenic gold deposits, whereas the late stage ores cannot adequately be classified.

На территории Восточного Казахстана преобладают золоторудные месторождения орогенного типа, которые приурочены к углеродсодержащим терригенным толщам карбона. К ним относятся крупные эксплуатируемые месторождения Бакырчик, Большевик, Суздаль и многие другие [Беспаев и др., 1997; Дьячков и др., 2015]. Также встречаются месторождения в интрузивных комплексах (*intrusion related*), приуроченные к породам кунушского комплекса, примером которых можно считать золоторудное месторождение Акжал, где основная масса руды была сформирована совместно, либо близко со стадией активного магматизма. Чаще всего оба этих типа золоторудных месторождений совмещены в пространстве, либо обладают рядом конвергентных признаков, не позволяющих однозначно их разделить и классифицировать.

Целью работы является изучение минерально-вещественного состава, последовательности и возраста рудообразования на одном из объектов последнего десятилетия – месторождении Аномальное, являющегося частью Ашалинского рудного поля. Авторами изучен минеральный состав руд месторождения, выявлен характер взаимоотношений рудных минералов с золотом, построены схемы последовательности рудообразования, определен возраст образования рудной минерализации и установлена связь рудообразования с магматизмом. Каменный материал предоставлен сотрудниками Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Изучено более 45 образцов, отобранных из поверхностных горных выработок и керна поисковых и разведочных скважин. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст серицита определялся в Аналитическом центре ИГМ СО РАН методом ступенчатого прогрева мономинеральных фракций по методике [Травин и др., 2009].

Ашалинское рудное поле находится на юго-востоке Акжал-Даубай-Баладжальского рудного района. Поле входит в Суздальско-Акжальскую золоторудную зону Западно-Калбинского золотоносного пояса, сформированного в зоне перехода от континента к океану в пределах краевого вулcano-плутонического комплекса. Такая позиция обуславливает некоторые особенности его геологического строения, выраженные, прежде всего, в увеличенной мощности земной коры, ее меланократовости, а также сочетании офиолитового, островодужного вулканогенно-терригенного и молассового типов разреза [Беспаев и др., 2013].

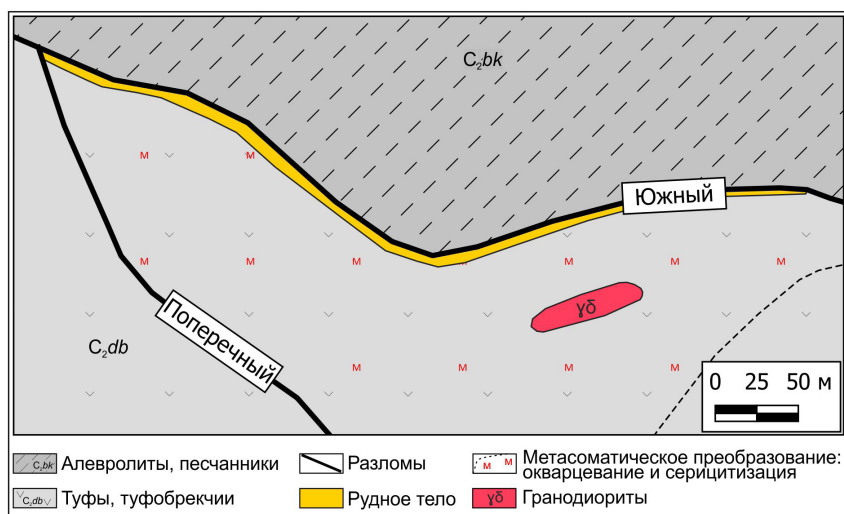


Рис. 1. Геологическая схема месторождения Аномальное, по [Сердюков, 2019ф] с авторскими изменениями.

Суздальско-Акжальская золоторудная зона северо-западной ориентировки приурочена к юго-западному борту Знаменско-Горностаевского прогиба. В ее пределах широко развиты крупные скрытые массивы пермских гранитоидов, а также малые интрузии гранодиоритов и гранит-порфиров кунушского комплекса C_3-P_1 [Дьячков и др., 2015]. Интрузивные тела комплекса встречаются в большинстве месторождений зоны, включая месторождения Аномальное и Южные Ашалы, где одновозрастный массив гранит-порфиров находится в непосредственной близости к золоторудной зоне северо-восточной ориентировки. Присутствие подобных интрузивов, наряду с наличием Горностаевско-Аркалыкско-Боконского глубинного разлома и связанной с ним зоны структурной перестройки, считается одним из главных факторов локализации золотого оруденения в Суздальско-Акжальской зоне [Беспаяев и др., 2013].

На Ашалинском рудном поле стратифицированные отложения представлены акжальской свитой (D_2-D_3) (полимиктовые песчаники, туфопесчаники, диабазовые порфириды, диабазы, туфы, туфобрекчии, кварциты и яшмы), буконьской свитой (C_2) (углисто-глинистые, песчано-глинистые сланцы, алевролиты, полимиктовые песчаники, гравелиты) и даубайской свитой (C_2) (туфы, туфобрекчии, лавобрекчии среднего состава, туфолавы порфиритов, миндалекаменные порфириды). Из интрузивных образований выделяются диоритовые порфириды, альбитовые сиениты, аплитовидные граниты. Все палеозойские образования, кроме даубайской свиты, смяты в крутые складки северо-западного и субширотного простирания. Главными разрывными нарушениями являются крупные разломы: Даубайский, сопровождаемый зоной смятия, дробления, окварцевания и интрузивными образованиями, Южный, Долинный, Промежуточный.

Геологический разрез месторождения Аномальное включает углеродсодержащие терригенно-осадочные породы буконьской свиты (C_2bk) и вулканы даубайской свиты (C_2db) среднекаменноугольного возраста, смятые в линейные складки субширотного направления и прорванные дайками альбитофиров, диоритовых порфиритов, порфировидных долеритов и гранит-порфиров (рис. 1). Вмещающие породы серицитизированы, окварцованы, карбонатизированы, хлоритизированы и альбитизированы.

Минерализация	Золото-сульфидная	Золото-полисульфидно-кварцевая	
Этапы	Гидротермальный I	Гидротермальный II	
Стадии		Ранняя	Поздняя
Арсенопирит			
Пирит			
Золото			
Рутил			
Герсдорфит			
Аллоклазит			
Глаукоdot			
Халькопирит			
Пирротин			
Сфалерит			
Галенит			
Тетраэдрит			
Теннантит			
Бурнонит			
Буланжерит			
Кварц			
Карбонат			

Рис. 2. Схема последовательности рудообразования месторождения Аномальное.

Золотое оруденение в виде линейной зоны сосредоточено в рудных телах, имеющих линзообразную форму и располагающихся на границе осадочных пород и эффузивов. Мощность рудных тел варьирует от 2 до 10 м, они оконтуриваются только по данным опробования. Оруденение представлено вкрапленной сульфидной минерализацией в углеродисто-кремнистых породах («черных сланцах») и сульфидно-кварцевыми прожилками в монокварцевых, углеродисто-кремнистых и вулканогенных породах. Золоторудная минерализация представлена самородным золотом в кварце, реже оно встречается в виде включений и прожилков в сульфидах.

В результате минераграфического изучения построена схема последовательности рудообразования, протекавшего в два гидротермальных этапа (рис. 2). В схему не включен пирит-I, образующийся одновременно с породами буконьской свиты, т. к. его золотоносность плохо изучена из-за слабой распространенности. На раннем этапе кристаллизуются пирит-II, пирротин-I, арсенопирит-I и предполагается отложение «невидимого» золота. В позднем этапе выделяется две стадии: ранняя, в которую отлагались рутил, герсдорфит, аллоклазит, пирит-III, глаукоdot, арсенопирит-II и пирротин-II, и поздняя с самородным золотом, галенитом, халькопиритом, теннантитом, тетраэдритом, бурнонитом и буланжеритом. Среди жильных минералов отмечаются кварц, карбонаты (кальцит, сидерит) и серицит.

По результатам определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста серицита на месторождении выделяется два уровня рудной минерализации. Первый уровень 300.4 ± 3.4 млн лет перекрывает возраст магматической активности 305.4 ± 4.2 млн лет [Kalinin et al., 2021] и соответствует золото-сульфидной минерализации. Второй уровень 279.8 ± 4.3 и 279.6 ± 1.9 млн лет соответствует золото-полисульфидно-кварцевой минерализации, локализованной в углеродисто-терригенно-карбонатных и вулканогенных породах. Оба уровня коррелируют с рудным возрастным интервалом ($273.6 \pm 2.6 - 287.9 \pm 2.8$ млн лет) на ряде золото-сульфидных месторождений Западно-Калбинского золотоносного пояса [Ковалев и др., 2012]. Также эта минерализация близка по времени формирования габбро-гранитоидной интрузии возрастом $280 \pm 1 - 290 \pm 5$ млн лет [Калинин и др., 2022], относимой рядом исследователей к аргимбайскому интрузивному комплексу [Хромых, 2022].

Исходя из полученных данных можно заключить, что рудообразование раннего возрастного уровня может соответствовать «орогенному» типу золоторудных месторождений Восточного Казахстана. Оруденение второго возрастного уровня однозначно классифицировать пока затруднительно, однако, вероятно его связь с породами аргимбайского комплекса на глубине, что предполагает его связь с интрузивными породами.

В результате изучения геологии, рудной минералогии и возраста рудо- и магмообразования на месторождении Аномальное получены следующие основные выводы. Руды представлены кварцевыми жилами малосульфидной золото-кварцевой формации и минерализованными зонами с золото-сульфидным оруденением. Рудообразование протекало в два гидротермальных этапа, которые соответствуют двум возрастным уровням: ранний – 300.4 ± 3.4 млн лет (минерализованные зоны) и поздний – 279.8 ± 4.3 и 279.6 ± 1.9 млн лет (кварцевые жилы). Руды раннего этапа можно отнести к типу орогенных месторождений, а позднего этапа пока трудно однозначно классифицировать.

Литература

- Беспяев Х.А., Глоба В.А., Абишев В.М., Гуляева Н.Я. Месторождения золота Казахстана (справочник). Алматы: Информационно-аналитический центр геологии, экологии и природных ресурсов Республики Казахстан, 1997. 232 с.
- Беспяев Х.А., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Мукаева А.Е. Особенности металлогении Западно-Калбинского золоторудного пояса // Известия НАН Республики Казахстан. Серия геологии и технических наук. 2013. № 5. С. 13–20.
- Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А., Мизерная М.А., Черненко З.И., Амралинова Б.Б. Типы золоторудных месторождений Восточного Казахстана. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2015. 204 с.
- Калинин Ю.А., Сердюков А.Н., Наумов Е.А., Соловьев С.Г., Ковалев К.Р., Семенова Д.В., Юдин Д.С., Гладков А.С., Хусаинова А.Ш., Греку Е.Д. Месторождение золота Балажал Западно-Калбинского золотоносного пояса: геологическое строение, минералого-геохимические особенности и изотопно-геохронологические характеристики // Петрология и рудоносность магматических формаций. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. С. 90–93.
- Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Польшов В.И. и др. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах восточного Казахстана // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 305–328.
- Сердюков А.Н. Отчет о проведении геолого-оценочных работ на участках Ашалы-Даубайского рудного поля в 2017–2019 гг. ТОО «GEO.KZ», 2019ф.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
- Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.
- Kalinin Yu.A., Kovalev K.R., Serdyukov A.N., Gladkov A.S., Sukhorukov V.P., Naumov E.A., Travin A.V., Semenova D.V., Serebryakov E.V., Greku E.D. Age constraints and metallogenic pre-diction of gold deposits in the Akzhal-Boko-Ashalin ore zone (Altai accretion-collision system) // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. Vol. 12 (2). P. 392–408.

В.С. Жданова^{1,2}, А.К. Козин², А.В. Корнеев²

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
valeriia.zh.rock@gmail.com*

² – *Институт минералогии ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс, Россия*

Золотоносные жилы и околожилные изменения неопротерозойских пород Осовой зоны хребта Большой Каратау, Южный Казахстан

V.S. Zhdanova^{1,2}, A.K. Kozin², A.V. Korneev²

¹ – *Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia*

² – *Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia*

Gold-bearing veins and near vein alteration of the Neoproterozoic rocks of the Osevaya Zone of the Bolshoi Karatau Range, Southern Kazakhstan

Abstract. The Karatau ridge is a northwestern part of the Tien Shan Range, South Kazakhstan. The oldest Neoproterozoic sedimentary rocks of Bolshoi Karatau are exposed in the Osevaya (Axial) lithotectonic zone, which is confined to the Main Karatau Fault. Detailed geological survey was conducted in an area between the Kashkarata and Akuyik rivers on the northeastern slope of the Akkuz Mountains. The Riphean metamorphosed volcanosedimentary rocks underwent two types of hydrothermal alteration with formation of (i) siliceous rocks associated with fracture zones at the contact with carbonate and terrigenous sedimentary rocks and (ii) quartz-sericite halos around quartz and quartz-carbonate veins. Gold-bearing sulfide impregnation was found in quartz veins in assemblage with pyrite and chalcopyrite.

Хребет Каратау расположен на юге Казахстана. Он является фрагментом Срединного Тянь-Шаня и относится к структурам Урало-Монгольского палеозойского складчатого пояса. С северо-востока хребет ограничен Улутау-Чуйским срединным массивом, а на юго-западе – Сырдарьинским. Каратау является старейшим горнорудным районом, а добыча россыпного золота на конусах выноса рек северо-восточных склонов Большого Каратау производилась еще со времен Тамерлана в XIV в. [Геология..., 1987; Ваулин, 2016]. Промышленная добыча рудного золота началась только после 60-х гг. XX в. после открытия нескольких небольших месторождений. Для многих территорий северо-восточного склона Большого Каратау характерно сочетание признаков благоприятных для формирования месторождений, но отсутствует информация о содержании благородных металлов в породах и рудоконтролирующих факторах.

В данной работе приводятся первые сведения, полученные в ходе детальных геологосъемочных и поисковых работ на участке между реками Кашкарата и Акуйик на северо-восточном склоне гор Аккуз. Основное внимание уделено изучению кварцевых жил и кварцевых метасоматитов с сульфидной минерализацией. Участок работ располагался в 50 км к юго-востоку от рудного поля, к которому относятся месторождения Жолбарсты и Келенчиктау. Месторождения отрабатываются, по запасам классифицируются как мелкие [Ваулин, 2016].

В общем виде хребет Каратау представляет собой разрез шельфовых отложений среднего палеозоя на каледонском фундаменте [Геология..., 1986; Biske, 2015]. Хребет Большой Каратау отделен от Малого Каратау Главным Каратауским разломом. К разлому приурочена Осовая структурно-формационная зона с наиболее древними позднепротерозойскими породами региона бакырлинской, кайнарской и шованской свит. Вверх по разрезу карбонатные отложения зоны сменяются верхнерифейскими вулканогенно-осадочными породами начальной стадии рифтогенеза [Геология..., 1986; Жемчужников, Ергалиев, 2010]. Осовая структурно-формационная зона простирается с северо-запада на юго-восток согласно с общим на-

правлением структур хребта. Протерозойские породы смяты в сжатые линейные складки, крылья и сводовые части которых осложнены складками более высоких порядков [Геологическая..., 1966; Жемчужников, Ергалиев, 2010]. Ядерную часть антиклинальной структуры слагают карбонатные отложения бакырлинской свиты среднего рифея: глинистые породы и мраморизованные известняки нижней части толщи сменяются вверх по разрезу доломитами с маломощными прослоями кремнистых пород [Геологическая..., 1966; Геология..., 1986]. Кайнарская свита верхнего рифея имеет вулканогенно-осадочный состав с неуставленным характером взаимоотношений с подстилающими карбонатными породами. В ее нижней части распространены кислые эффузивы. Выше по разрезу преобладают пестроцветные туфогенные песчаники, гравелиты и алевролиты. Верхи разреза сложены эффузивами основного состава [Геологическая..., 1966; Геология..., 1986]. Шованская свита завершает рифейский разрез и слагает крылья антиклинорных структур. Свита состоит из известково-хлоритовых и серицит-хлорит-кварцевых сланцев, переслаивающихся с тонкоплитчатыми доломитами и доломитизированными известняками [Геологическая..., 1966; Геология..., 1986]. Участками в Осовой зоне породы бакырлинской и шованской свит перекрываются терригенными и, в меньшей степени, карбонатно-терригенными отложениями венда. Породы рифея метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а также фрагментарно пропилитизированы, карбонатизированы, серицитизированы, окварцованы.

В Осовой зоне обнаружены небольшие тела диоритовых порфиритов, малые интрузивы, сложенные лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами, а также дайки габбродолеритов [Геологическая..., 1966]. Предполагается, что мелкие субвулканические тела имеют позднепалеозойский возраст и приурочены к разломам [Жемчужников, Ергалиев, 2010]. Для бимодальных эффузивных пород кайнарской свиты комагматичными считаются граносиениты Кумыстинского массива [Жемчужников, Ергалиев, 2010], возраст которых определен как верхнерифейский [Дегтярев и др., 2019].

Для Осовой зоны характерным считается золото-серебряное оруденение, связанное со щелочным вулканизмом начальных этапов заложения рифта в неопротерозое [Геология..., 1987]. Золото-серебряное месторождение Жолбарсты контролируется Каратауским разломом и приурочено к Кумыстинскому массиву граносиенитов. Руды сконцентрированы в сложных кварцево-жильных телах с сульфидной минерализацией, в приконтактных частях которых отмечаются зоны березитизации [Ваулин, 2016]. Перспективные на золото участки в Осовой зоне, в том числе, изученный нами участок, выявлены в 1960х–1980х гг.

Участок работ располагается к юго-востоку от продуктивного Кумыстинского массива. В породах участка распространены жильные тела, сопровождаемые ореолами метасоматических изменений, и нередко обнаруживаются зоны развития сплошных вторичных кварцитов, приуроченные к трещинам. В аллювиально-делювиальных отложениях рек Кашарата, Бакай, Акуюк и Костобе найдены зерна самородного золота среднего класса крупности: 0.25–1.00 мм. Зерна средне- и слабоокатаны, что отражает небольшую дальность переноса, содержат включения кварца, айкинита, эмплектита, иногда характеризуются высокопробными каймами.

Нами изучен вещественный состав кварцевых и кварц-карбонатных жил с сульфидной вкрапленностью, пленками и корками оксигидроксидов Fe. Прозрачно-полированные шлифы и аншлифы изучены оптически и проанализированы на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Mira LMS с системой Oxford Instruments EDS X-max80 (ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, аналитик Н.С. Чебыкин). Содержания Au определены пробирно-атомно-абсорбционным методом в лаборатории ЗАО «РАЦ МИА».

Жилы выполнены кварцем, а также содержат кальцит и калиевый полевой шпат. Во многих жилах наблюдается вкрапленность сульфидов, оксидов и оксигидроксидов Fe, малахита и других вторичных минералов. Средняя мощность жил от нескольких сантиметров до

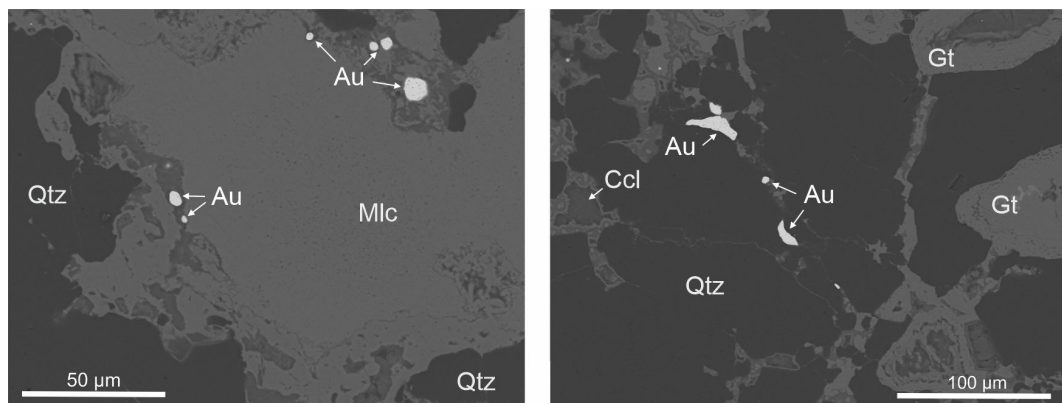


Рис. Самородное золото (Au) в кварцевой (Qtz) жиле с вторичными минералами, развитыми по сульфидной вкрапленности.

Ccl – хризоколла, Mlc – малахит, Gt – гетит. BSE фото.

1 м. Вмещающими являются серые и серо-зеленые кварц-хлоритовые сланцы, реже метаморфизованные конгломераты, песчаники, алевролиты, а также рассланцованные интрузивные породы. Жилы ориентированы в соответствии со сланцеватостью вмещающих пород. Вмещающие породы вокруг жил часто окружены ореолами кварц-серицитовых изменений.

Вторичные кварциты образуют протяженные линейные тела мощностью 2.5–3.0 м или слагают мощные тела (до 20 м) в зоне контакта терригенных и карбонатных отложений, обычно имеют отчетливый структурный контроль. Строение тел вторичных кварцитов неоднородное, широко распространены брекчирование и теньевые текстуры исходных пород. Внутри тел метасоматитов присутствуют жилы и прожилки молочно-белого кварца, неравномерно развиты пленки и корки вторичных оксигидроксидов Fe.

Жила молочно-белого кварца из вторичных кварцитов содержит многочисленные прожилки и скопления пирита. Оксиды и оксигидроксиды Fe часто образуют каемки и замещают пирит по периферии. В пирите присутствуют немногочисленные тонкие включения галенита, редкие включения халькопирита, пентландита. Обнаружен единичный кристалл апатита. Барит присутствует в виде тонких включений в пирите, агрегатах оксигидроксидов и в виде прожилков не более 0.01 мм в кварце. Из жильных минералов наблюдаются единичные индивиды калиевого полевого шпата и минералы группы хлоритов.

Для карбонатно-кварцевых жил характерны агрегаты оксигидроксидов Fe с малахитом. В виде реликтов в них присутствуют зерна халькопирита с небольшими включениями или каймами халькозина. Из жильных минералов, помимо кварца и кальцита, обнаружены неоднородные скопления хлорита, а также сростки биотита и высокожелезистой роговой обманки, которые срстаются или замещаются минералом, близким к алланиту.

Практически для всех разновидностей кварцевых жил с сульфидами или продуктами их изменения характерны низкие (0.02–0.5 г/т) содержания Au. Редко, преимущественно в жилах, где содержание пирита составляет не менее 3 об. %, содержание Au может превышать 1 г/т (до 1.16 г/т). Самородное золото обнаружено в виде включений размером до 15 мкм в малахите и кварце (рис.). Золото – низкопробное, содержание Ag достигает 25 мас. %, примесь Cu не превышает 5 мас. %. Содержание Au во вторичных кварцитах и околожильных кварц-серицитовых или серицитовых метасоматитах ниже предела обнаружения пробирного анализа.

Таким образом, установлено, что золоторудная минерализация на участке, локализованном в Осовой зоне хребта Большого Каратау, связана с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с вкрапленностью сульфидов или продуктов их окисления. Вторичные кварциты и околожильно измененные неопротерозойские породы не золотоносны. Данный тип оруденения можно отнести к золото-кварц-сульфидной формации [Методические..., 2007].

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800014-3, с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик». Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680.

Литература

- Ваулин О.В. Южно-Казахстанская область. Золото. Справочник. Шымкент-Бишкек: РОКИЗОЛ, 2016. 53 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Северо-Тяньшаньская. Лист К-42-III / Объяснительная записка. Ред. Николаев Н.И. М.: Недра, 1966. 111 с.
- Геология и металлогения Каратау. Том 1. Геология. Алма-Ата: Наука, 1986. 240 с.
- Геология и металлогения Каратау. Том 2. Металлогения. Алма-Ата: Наука, 1987. 248 с.
- Жемчужников В.Г., Ергалиев Г.Х. Геология осадочных бассейнов хребта Каратау (Южный Казахстан) // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. Т. 1. С. 4–23.
- Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484. № 5. С. 579–583.
- Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Золото рудное. М.: ФГУ ГКЗ, 2007. 49 с.
- Biske Yu.S. Geology and evolution of the Central Asian Orogenic Belt in Kazakhstan and the western Tianshan // The Central Asian Orogenic Belt. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Т. 32. 2015. С. 6–49.

ЧАСТЬ 7. ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

П.С. Козлов¹, С.В. Берзин¹, К.С. Иванов¹, Д.С. Юдин²

¹ – *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
geoeso2012@yandex.ru*

² – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

Амфиболовые перидотиты и горнблендиты северо-восточной части Ревдинского массива (Платиноносный пояс Урала)

P.S. Kozlov¹, S.V. Berzin¹, K.S. Ivanov¹, D.S. Yudin²

¹ – *Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia*

² – *Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

Amphibole peridotite and hornblende of the NE part of the Revda massif (Urals Platinum Belt)

Abstract. We studied a concentric-zonal massif of amphibole-rich ultramafic rocks located in the northeastern part of the Revda massif of the Urals Platinum Belt. Amphibole peridotites exhibit subhedral or poikilitic texture typical of igneous rocks crystallized from H₂O-saturated magmas. Schlieren aggregates of fine-grained schriesheimites and fine-grained olivinites occur among coarse-grained schriesheimites. Amphibole peridotites, pyroxenites and hornblendites are HFSE-poor and LILE-rich (with contrasting Cs and Rb concentration), which is typical of supra-subduction igneous rocks. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of amphibole from hornblende is 437.2 ± 6.7 Ma. Our new data indicate that the hornblende dikes in various massifs of the Urals Platinum Belt formed over a long period from the Early Silurian to the Early Devonian. These data expand the current ideas on timing and nature of ultramafic hydrous magmatism of the Urals Platinum Belt.

Ревдинский массив Платиноносного пояса Урала (ППУ) располагается на Среднем Урале в 45 км к западу от г. Екатеринбурга и простирается в субмеридиональном направлении на 80 км при ширине 2–15 км. Большая часть массива сложена полосчатыми габбро с телами оливиновых габбро, габброноритов и пироксенитов. Ультраосновные породы массива представлены Омутнинским телом дунитов в южной части массива, телом горнблендитов, вскрытым карьером Первоуральского месторождения, и несколькими небольшими телами ультрабазитов вблизи западной границы массива [Иванов, 1997].

Нами впервые изучен концентрически-зональный массив амфиболовых ультрабазитов (~400×400 м) в районе горы с отм. 372 м в пределах Ревдинского массива. Ядро массива сложено крупнозернистыми амфиболовыми перидотитами (шприсгеймитами, амфиболовыми верлитами) с шлировыми обособлениями оливинитов и мелкозернистых шприсгеймитов. На периферии массива залегают амфибол-оливиновые клинопироксениты. Массив окружен габбро и габбро-амфиболитами с секущими дайками горнблендитов. Задача данной работы – характеризовать амфиболовые ультрабазиты, крайне редко встречающиеся в других массивах ППУ, с целью расширения представлений о водном ультраосновном магматизме.

Для определения возраста из проб шприсгеймита и горнблендита были отобраны монофракции высокоглиноземистого амфибола (ряда паргасит-магнезиогастингсит), не подвер-

гавшегося существенным метаморфическим преобразованием. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование проводилось по методике, описанной в работе [Травин и др., 2009; Yudin et al., 2021]. Измерения изотопного состава аргона производились на масс-спектрометре «Micromass 5400» в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Амфиболовые перидотиты имеют гипидиоморфнозернистую или пойкилитовую структуру, а также типичный для водосодержащих магматических образований минеральный состав (амфибол, флогопит), что указывает на кристаллизацию этих ультраосновных пород из водонасыщенной магмы. Среди крупнозернистых шрисгеймитов выявлены шлировые обособления мелко- среднезернистых шрисгеймитов и оливинитов. В амфиболовых перидотитах, амфиболовых оливиновых клинопироксенитах и горнблендитах наблюдается дефицит HFSE и обогащение LILE (при контрастном поведении Cs и Rb), что в целом характерно для надсубдукционных магматических образований. Также обогащение LILE может быть связано с присутствием флюидной фазы при кристаллизации магм.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфибола из горнблендитов составляет 437.2 ± 6.7 млн лет, что существенно отличается от ранее определенных возрастов горнблендитов 405.2 ± 7 млн лет [Пушкарев и др., 2020], 421.0 ± 2.4 млн лет [Степанов и др., 2021] и 500–450 млн лет [Пушкарев и др., 2019]. На $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастном спектре амфибола из шрисгеймита наблюдается ступень, характеризующаяся возрастом 536 ± 17 млн лет и 70 % выделенного ^{39}Ar . Однако данное значение сложно считать соответствующим реальному геологическому событию.

Таким образом, полученные результаты расширяют современные представления о составе, времени и характере ультраосновного водного магматизма в массивах ППУ. Образование даек горнблендитов в разных массивах ППУ происходило в длительном временном интервале от раннего силура до раннего девона.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект 22-17-00027) и в рамках государственных заданий ИГТ УрО РАН и ИГМ СО РАН, с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГТ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГТ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680.

Литература

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Возраст горнблендитов и экзоконтактовых метаморфических пород Первоуральского титаномagnetитового месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Ежегодник-2018. Труды ИГТ УрО РАН. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2019. Вып. 166. С. 158–164.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 2. С. 45–50.

Степанов С.Ю., Кутырев А.В., Лепехина Е.Н., Шарпенко Л.Н., Антонов А.В., Кутырева М.Э. Возраст образования дайкового комплекса в дунитовом «ядре» Каменущенского клинопироксенит-дунитового массива (Платиноносный пояс Урала, Средний Урал) // Геохимия. 2021. Т. 66. № 6. С. 499–517.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотиллина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

Yudin D.S., Murzintsev N.G., Travin A.V., Alifirova T.A., Zhimulev E.I., Novikova S.A. Studying the stability of the K/Ar isotopic system of phlogopites in conditions of high T, P: $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ dating, laboratory experiment, numerical simulation // Minerals. 2021. Vol. 11. Is. 2. #192.

И.В. Трифонов¹, А.С. Кожомонян¹, С.Ю. Степанов², А.В. Корнеев³

¹ – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
i.v.trifonof@gmail.com

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

³ – Ильменский государственный заповедник
ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

**Вещественные закономерности метасоматических пород
Елкинской площади, Средний Урал**
(научный руководитель д.г.-м.н. А.В. Козлов)

I.V. Trifonov¹, A.S. Kozhemonyan¹, S.Yu. Stepanov², A.V. Korneev³

¹ – St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

² – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

³ – Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

**Compositional features of metasomatic rocks of the Elkinskaya area,
Central Urals**

Abstract. The compositional features of metasomatic rocks of the Elkinskaya area, Is region of the Central Urals are considered. The main mineralogical, geochemical and petrographic peculiarities of vuggy quartz and quartz-sericite rocks are studied. The main geochemical association is identified in Fe-As-Sb-W-Mn metasomatites. According to geodynamic setting, the type of metasomatic rocks and features of structural control, the area is favorable for the finding of gold mineralization.

Введение. Елкинская площадь расположена в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны – региональной структуры, включающей в себе множество месторождений благородных металлов. Благодаря широкому распространению промышленных месторождений россыпной платины, Исовской район давно привлекает внимание исследователей. В прошлом веке при масштабных геологических работах на этой территории выявлено несколько проявлений киновари, не представляющих промышленного интереса. Исследования, нацеленные на выявление благороднометалльного оруденения, не проводились. Открытие нетипичного для Урала [Мурзин и др., 2010; Степанов и др., 2021] Воронцовского месторождения золота позволяет прогнозировать обнаружение аналогичных рудных объектов. Благоприятными факторами для формирования золоторудной минерализации являются присутствие на площади интрузивного массива с ореолом гидротермально-метасоматических пород, сочетание карбонатных и терригенных пород, слагающих крупную антиклинальную складку, распространение среди вмещающих пород проницаемых карбонатных толщ [Константинов, Нарсеев, 1989]. Эти признаки дают возможность сопоставлять геологические обстановки Елкинской площади и Песчанско-Воронцовской рудно-магматической системы, а также позволяют считать исследуемую площадь благоприятной для прогнозирования золотого оруденения в ее пределах. Совокупность упомянутых параметров служит основанием для изучения вещественных закономерностей метасоматических образований, широко проявленных на территории Елкинского полигона.

Методика исследований. Для оценки перспектив обнаружения коренного золотого оруденения в пределах Елкинской площади проведены площадные геохимические исследования с определением закономерностей распределения во вторичных ореолах рассеяния элементов, типичных для золоторудной геохимической ассоциации. Химический состав литогеохимических проб определен с помощью XRF-спектрометра Olympus VANTA M SERIES. В контурах

установленных аномалий отобраны штучные образцы пород. Для выявления природы аномалий во вторичных ореолах рассеяния проведены минералого-петрографические исследования. Химический состав минералов определен в плоскополированных шлифах на растровом электронном микроскопе Tescan Vega3 SBU с ЭДС Oxford Instruments X-act при ускоряющем напряжении 20 кВ с помощью эталонов № 1362 (Microanalysis Consultants Ltd) и MINM25-53 (Astimes Scientific Limited, серийный номер 01-044) (ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, аналитик М.А. Рассомахин).

Краткая геологическая характеристика. Елкинская площадь находится на восточной окраине Исовского карбонатного массива и относится к западной части Тагильского прогиба. В ее строении принимают участие силурийские и девонские вулканогенно-осадочные и осадочные породы, прорванные Елкинским интрузивом монцодиоритов и кварцевых монцонитов и немногочисленными субвулканическими телами среднего-основного состава [Десятниченко и др., 2001]. Тектонически района сложен тремя крупными структурами: Маломальской грабен-синклиналью, Елкинской антиклиналью и Покровской синклиналью, где две последних образуют нижний структурный этаж. Елкинская антиклиналь расположена в центральной части полигона и представлена переслаиванием известняков и вулканитов силурийского возраста. Исследуемая площадь рассечена большим количеством дизъюнктивных дислокаций различной ориентировки.

Результаты исследований. По результатам литогеохимических работ установлены ореолы аномальных концентраций Cu, Pb, Sb и As. Наиболее контрастная аномалия во вторичных ореолах рассеяния получена для As. Она находится на г. Огненная и имеет форму сложного эллипса, вытянутого по длинной оси на 1 км. Фоновые содержания As для участка составляют 10 г/т, в качестве нижнего аномального значения принято содержание 40 г/т, а наибольшие содержания As в контуре аномалии составляют 122 г/т. Модель построена с помощью метода обратных расстояний с точечной интерполяцией в программе Surfer.

Для понимания природы аномалий изучены метасоматические породы, распространенные в их контурах (рис. 1): кварц-серицитовые метасоматиты и вторичные кварциты. Вторичные кварциты состоят из скрытокристаллического кварца и содержат отдельные зерна серицита. Породы рассечены многочисленными разноориентированными кварцевыми прожилками. Каверны и поры, равномерно распространенные в метасоматитах, часто выполнены лимонитом и глинистыми минералами (рис. 2). Также в породе наблюдаются псевдоморфозы лимонита по пириту. По результатам рентгеноспектрального микроанализа главной примесью в минералах Fe является As и Sb (табл.).

Корреляционный анализ содержаний элементов-примесей в метасоматитах выявил ассоциацию Fe-As-Sb-W-Mn. Первичные минералы-концентраторы, образованные в ходе метасоматических преобразований пород-протолитов, были разрушены при выветривании, однако часть элементов изначальной минеральной ассоциации накопилась в окислах и гидроокислах. Мышьяк, Sb, Mn и W сконцентрировались в лимоните, широко проявленном в виде прожилков в кварц-серицитовых метасоматитах и вторичных кварцитах при процессах выветривания.

Выводы. В перекрывающих отложениях на территории Елкинской площади выявлены контрастные аномалии As, пространственно связанные с полем вторичных кварцитов. Ассоциация Fe-As-Sb-W-Mn может быть результатом выветривания сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов различных металлов. Элементы ассоциации концентрируются в новообразованном лимоните. В совокупности с ранее выявленными положительными структурными предпосылками высокие содержания As как во вторичных ореолах рассеяния, так и метасоматитах позволяют прогнозировать обнаружение золоторудной минерализации в пределах Елкинской площади.

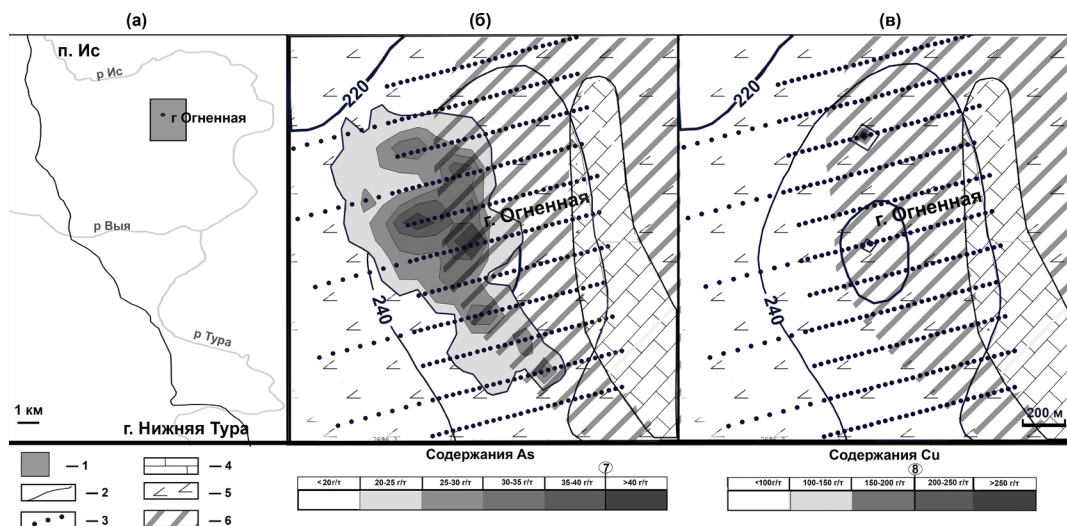


Рис. 1. Схематическая карта исследуемого района (а) и карты литогеохимических аномалий As (б) и Cu (в) Елkinsкой площади.

1 – расположение Елkinsкой площади; 2 – автомобильная дорога Нижняя Тура – Ис; 3 – точки литогеохимического опробования; 4 – известняки S_{1-2} ; 5 – базальты, андезитобазальты, их туфы S_{1-2} ; 6 – область развития метасоматитов. Геологическая основа по [Корнеев и др., 2022] с упрощениями.

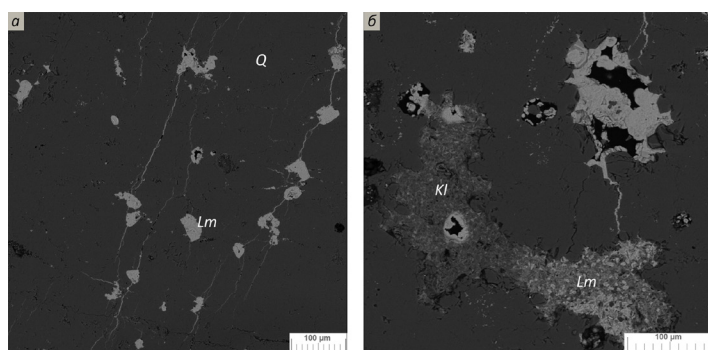


Рис. 2. СЭМ фото образцов вторичного кварцита горы Огненной: а) вторичный кварцит, рассеченный прожилками лимонита; б) вторичный кварцит, каверна заполнена железисто-глинистой массой. Lm – лимонит, Kl – каолинит Q – кварц.

Таблица

Химический состав лимонита и глинистых минералов из вторичных кварцитов (%)

Анализ	FeO	As ₂ O ₅	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	K ₂ O	CaO	Sb ₂ O ₃	Сумма
23054a	64.30	5.17	–	3.04	0.32	2.55	0.35	–	–	–	0.33	76.07
23054c	57.92	4.95	–	9.07	9.37	1.4	0.28	0.15	1.38	–	–	84.54
23054b	9.61	0.64	0.26	30.47	43.33	–	0.34	0.27	7.54	0.12	–	92.59

Примечание. Прочерк – содержания ниже предела обнаружения метода.

Литература

Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Парфенов В.В., Берлибле Д.Г., Гудовских А.С., Наровский П.Д. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2. Сер. Средне-Уральская. Лист О-40-ХП (Качканар). 2001.

Корнеев А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С. Структурные предпосылки выявления золоторудной минерализации на Елкинском участке, Средний Урал // Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений. Миасс: ЮУ ФНЦ МуГ УрО РАН, 2022. С. 108–112.

Константинов М.М., Нарсеев В.А. Многофакторные поисковые модели золоторудных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1989. 120 с.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66–73.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Корнеев А.В. Перспективы выявления новых золоторудных месторождений на территории среднего Урала // Уральская минералогическая школа-2021. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2021. С. 114–116.

Р.А. Гатауллин, Д.И. Юмагулова

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия
rusgatl97@gmail.com*

Минералогические особенности габбродиабазов обрамления массива Северный Крака, Южный Урал (научный руководитель д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

R.A. Gataullin, D.I. Yumagulova

Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

Mineralogical features of gabbrodiabases of the North Kraka massif, South Urals

Abstract. The petrographic characteristics and compositional features of main rock-forming minerals of gabbrodiabases from the periphery of the North Kraka massif, South Urals, are studied. Plagioclases in most cases correspond to albite, pyroxene to titanite. The composition of a significant amount of pyroxenes does not correspond to that from ophiolitic gabbro probably indicating several factors of the formation of these rocks.

Массив Северный Крака расположен в Белорецком районе Республики Башкортостан. Он представляет собой тело площадью более 200 км², большую часть площади которого занимают ультраосновные породы (шпинелевые лерцолиты, шпинель-плаггиоклазовые лерцолиты, гарцбургиты, дуниты). Массив обрамляется зоной серпентинитового меланжа переменной мощности, при этом наиболее широкая его полоса (до 3 км) картируется в юго-восточной части. Внутри меланжа широко распространены блоки вулканогенных пород, предположительно, силурийского возраста и комагматических (?) им габбродиабазов [Савельев и др., 2008]. Вулканогенные породы соответствуют толеитовым умеренно- и высокотитанистым (1.5–2.0 мас. % TiO₂) базальтам, характерным для рифтогенных обстановок. Помимо вулканогенных пород, с ультрамафитами ассоциируют разнообразные интрузивные основные породы.

Перспективной целью исследований является типизация всего многообразия габбровых пород района массивов Крака. В данном сообщении охарактеризованы обнажения, расположенных вблизи дороги Узянбаш-Узян среди серпентинитов меланжа, и представлены

**Средний и медианный состав плагиоклаза, калиевого полевого шпата
и клинопироксена габбродиабазов (мас. %)**

Минерал значение	Плагиоклаз		Калиевый полевой шпат		Клинопироксен	
	сред.	мед.	сред.	мед.	сред.	мед.
Na ₂ O	10.36	10.49	0.25	0.23	0.32	0.28
MgO	0.27	0.00	0.03	0.00	14.07	15.04
Al ₂ O ₃	21.14	20.99	19.38	19.50	4.29	4.31
SiO ₂	66.49	67.13	63.04	63.00	48.39	49.32
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.28	0.16	15.72	15.96	0.00	0.00
CaO	1.53	0.72	0.07	0.00	19.63	19.81
Sc ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	1.98	1.33
V ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00
MnO	0.00	0.00	0.23	0.16	0.97	0.33
FeO	0.84	0.52	0.17	0.00	10.04	10.74
BaO	0.00	0.00	0.57	0.51	0.00	0.00

Примечание. 0.00 – содержание ниже предела обнаружения.

возможные причины их повышенной щелочности. Образцы пород из коллекции лаборатории рудных месторождений ИГ УФИЦ РАН изучены при помощи оптической петрографии и на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega Compact с ЭДС Xplore 15 при ускоряющем напряжении 20 кэВ и токе 3 нА (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Д.Е. Савельев). Состав (табл. 1) рассчитан в автоматическом режиме в программе AzTec с использованием встроенных заводских стандартов.

Образцы характеризуются массивной текстурой, офитовой и диабазовой структурой. Основные первичные пороодообразующие минералы представлены клинопироксеном, плагиоклазом, и, в некоторых образцах, калиевым полевым шпатом. Зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата, в основном, идиоморфны по отношению к зернам пироксена. Формы выделения, видимая степень изменения и однородность распределения для разных видов полевых шпатов сходны. Из вторичных изменений наиболее часто отмечаются альбитизация и соссюритизация. Зерна плагиоклаза при изучении в параллельных николях серые, встречаются как в виде гипидиоморфных вытянутых призматических кристаллов размером до 0.5 мм, так и ксеноморфных, заполняющих промежутки между зернами клинопироксенов. Плагиоклазы представлены, главным образом, альбитом, в отдельных случаях олигоклазом и андезином. Во многих изученных образцах место плагиоклаза занимают калиевые полевые шпаты, указывая на повышенные содержания калия в габброидах. Магнетит встречается редко, в виде ксеноморфных отдельных зерен или в виде скоплений пылевидных частиц.

Клинопироксен распространен равномерно, как в виде гипидиоморфных, так и ксеноморфных выделений размером до 0.5 мм. Состав клинопироксенов рассмотрен на диаграмме TiO₂–Na₂O (рисунок). Для сравнения на диаграмму нанесены составы клинопироксенов офиолитовых габбро (Кокпектинский комплекс Кемпирсайского массива), расслоенных комплексов и габбро массивов Урало-Аляскинского типа, характеризующиеся сопоставимыми содержаниями TiO₂ с таковыми в изученных пироксенах. Поле составов изученных пироксенов резко отделено от такового из перидотитов массива Северный Крак и отличается по-

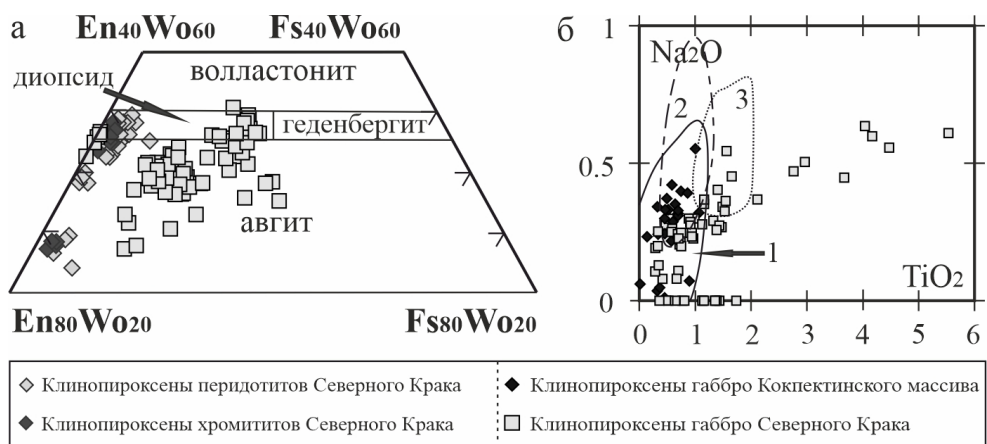


Рис. а – треугольная диаграмма миналов пироксенов.

En – MgSiO_3 , Wo – CaSiO_3 , Fs – FeSiO_3 . Составы пироксенов из габбро даны в сравнении с пироксенами ультрамафитового комплекса Северный Край [Савельев, Гатауллин, 2021]. Светлые ромбы – фигуративные точки клинопироксенов из перидотитов Северного Край, темные – из хромититов, квадраты – из габбро.

б – диаграмма TiO_2 – Na_2O (мас. %) для клинопироксенов габбро Кокпектинского массива [Балыкин и др., 1991] и Северный Край.

Темные ромбы – клинопироксены из габбро Кокпектинского массива, светлые квадраты – клинопироксены из габбро Северного Край. 1 – поле пироксенов корового разреза офиолитов [Савельев и др., 2022], 2 – массивы Урало-Аляскинского типа, 3 – расслоенные интрузии Дулутского комплекса [Weiblen, Morey, 1980] и района Панкси, ЮЗ Китай [Hou et al., 2012].

вышенным содержанием железа. Практически все проанализированные зерна относятся к авгиту, который обнаруживает контрастное поведение титана. В меньшей части анализов концентрация TiO_2 находится ниже предела обнаружения, но в значительной части выборки этот показатель резко повышен не только по сравнению с клинопироксенами перидотитов, но и с аналогичными минералами большинства габброидных интрузий (рис. б). Некоторые зерна пироксена зональны по содержанию железа.

В одном из образцов присутствуют мелкозернистые агрегаты вторичного РЗЭ- и Sr-содержащего эпидота с усредненной формулой $(\text{Ca}_{1.07}\text{La}_{0.07}\text{Ce}_{0.14}\text{Pr}_{0.01}\text{Nd}_{0.04}\text{Al}_{0.44}\text{Fe}^{3+}_{0.28})(\text{Al}_{2.03}\text{Mg}_{0.03}\text{Fe}^{2+}_{0.32}\text{Sr}_{0.16}\text{Ca}_{0.47})\text{O}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{Si}_{0.97}\text{Al}_{0.02}\text{O}_4](\text{OH})$. Суммарное содержание РЗЭ достигает 12 мас. % в пересчете на оксиды (табл. 2). Присутствие в породах минералов группы эпидота, обогащенных легкими лантаноидами, может объяснить наличие в валовых химических анализах комагматичных диабазам вулканитов отрицательного наклона кривой распределения РЗЭ [Сначев и др., 2001].

Проведенные исследования позволили впервые получить минералогические данные о составе габбродиабазов из блоков в серпентинитовом меланже юго-восточного обрамления массива Северный Край. В отличие от типичных габбро, ассоциированных с ультрамафитами офиолитовых комплексов, изученные образцы сложены преимущественно титан-авгитом, а в качестве салического порообразующего минерала, наряду с плагиоклазом, присутствует калиевый полевой шпат. Высокие содержания калия и натрия в изученных породах могут быть связаны с низкой деплетированностью мантийных ультрамафитов, выплавки из которых сформировали тела изученных габброидов.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00019. Авторы благодарят научного руководителя д.г.-м.н. Д.Е. Савельева за проведение аналитических исследований и ценные замечания в ходе выполнения работы.

**Средний химический состав агрегатов РЗЭ-содержащего эпидота
пересчете на 100 мас. %**

№	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	FeO	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃
1–7	0.00– 0.72	23.99– 26.29	35.09– 36.78	15.58– 17.85	8.07– 9.28	2.46– 4.57	1.73– 4.15	3.65– 6.73	0.00– 0.63	1.26– 1.65

Литература

Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П., Леснов Ф.П., Лепетюха В.В., Литвинова Т.П., Пушкарёв Е.В., Ферштатер Г.Б. Петрология постгартсбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск, 1991. 160 с.

Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. Лерцолиты Азнагуловской площади (Южный Урал): состав и P-T-fO₂ условия образования // Вестник АН РБ. 2021. Т. 40. № 3(103). С. 15–25.

Савельев Д.Е., Масагутов Р.Х., Сирота С.Н. Минералогические особенности и субсолидные структуры израндитов Александровского комплекса // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 30–47.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

Hou T., Zhang Zh., Encarnacion J., Santosh M. Petrogenesis and metallogenesis of the Taihe gabbroic intrusion associated with Fe-Ti-oxide ores in the Panxi district, Emeishan Large Igneous Province, southwest China // Ore Geology Reviews. 2012. Vol. 49. P. 109–127.

Weiblen P.W., Morey G.B. A summary of stratigraphy, petrology and structure of the Duluth complex // American Journal of Science. 1980. Vol. 280 A. P. 88–133.

Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрографические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.

А.А. Самигуллин, И.Р. Рахимов

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия

samigullinaidar85@gmail.com

**РЗЭ минерализация гранитоидов Шартымского массива
(Балбукский комплекс, Южный Урал)**

A.A. Samigullin, I.R. Rakhimov

Institute of Geology UFRS RAS, Ufa, Russia

**REE mineralization of granitoids of the Shartym pluton
(Balbuk complex, Southern Urals)**

Abstract. The Shartym granitoid pluton is located in the northern part of the Magnitogorsk Megazone (South Urals). The rocks of the pluton are massive porphyritic. The REE minerals include REE-epidote, allanite, xenotime and monazite. According to the calculations based on a chlorite geothermometer, the REE mineralization crystallized at temperatures of 140–145 °C.

Введение. Шартымский массив расположен в северной части Магнитогорской мегазоны на Южном Урале и относится к Балбукскому комплексу [Холоднов и др., 2009], в непосредственной близости с которым расположены золоторудные объекты [Знаменский и др., 2014].

Массив локализован в вулканогенно-осадочных образованиях верхнего девона и нижнего карбона: бугодакская свита (D_3bd) представлена туфами и туфопесчаниками базальтов и андезибазальтов; зилаирская (D_3-C_1zl) – полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с карбонатным цементом; кизильская (C_1kz) – известняками. По размеру зерен основной массы породы следует называть риолитами, однако массив является интрузивным, помимо этого основная масса хорошо раскристаллизована, обладает микрогранитовой структурой, и в ней отсутствует стекло. Присутствие фенокристаллов в сочетании с микрогранитовой структурой позволяет называть эти породы микрогранит-порфирами. Цель работы – минералогическое изучение гранитоидов Шартымского массива, особенно их РЗЭ минерализации.

Методы исследований. Из образцов магматических пород Шартымского массива были изготовлены петрографические шлифы и полированные пластины, которые изучались под поляризационным микроскопом Carl Zeiss Axioskop 40. Электронно-микроскопические исследования с определением составов минералов проводились на СЭМ Tescan Vega Compact с ЭДС Xplorer 15 Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 3–4 нА и времени накопления спектра в точке 20 с в режиме «Point&ID» (оператор С.С. Ковалев). Расчет температуры образования хлорита выполнен с использованием геотермометра [Cathelineau, 1988].

Результаты и их обсуждение. Макроскопически гранитоиды массива обладают массивной текстурой и порфировидной структурой. Фенокристаллы представлены идиоморфным кислым полевым шпатом (альбит-олигоклазом) таблитчатого облика размером 0.4–2.2 мм, измененным идиоморфным биотитом таблитчатого облика размером 0.25–0.55 мм и кварцем таблитчатого, и изредка, изометричного облика размером 0.2–0.3 мм (рис. 1). Основная масса представлена сростками ксеноморфных выделений альбита, кварца, калиевого полевого шпата, мусковита и хлорита. Акцессорные минералы представлены апатитом, эпидотом, титанитом, пирофанитом, ильменитом, манганоильменитом, цирконом, алланитом-(Ce), монацитом, ксенотимом. Присутствие в гранитоидах РЗЭ-содержащего эпидота отмечалось как типоморфная особенность Балбукского комплекса [Макагонов, Котляров., 2016].

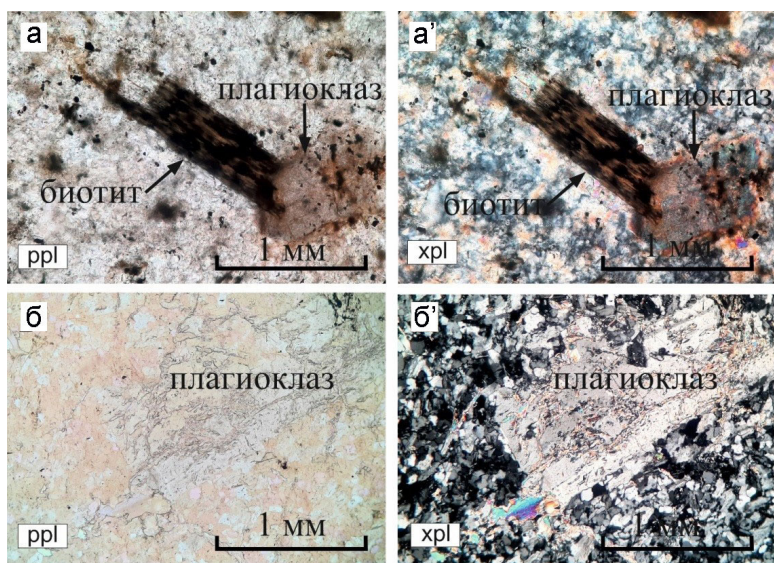


Рис. 1. Порфировидная структура гранитоидов: а-а' – сросток фенокристаллов биотита и измененного плагиоклаза; б-б' – фенокристалл плагиоклаза (ppl – один николь, xpl – два николя).

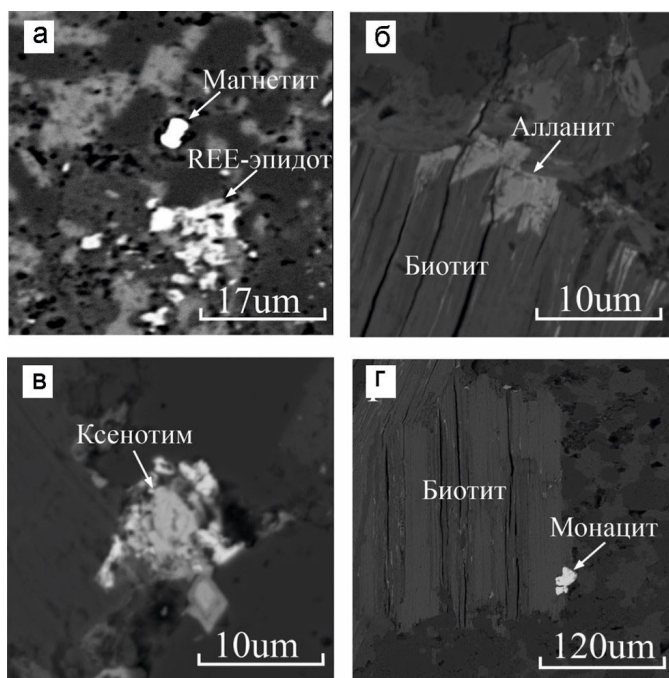


Рис. 2. РЗЭ минералы в гранитоидах Шартымского массива: а – ксеноморфные выделения РЗЭ-содержащего эпидота в основной массе; б – алланит-(Ce) в ассоциации с биотитом; в – ксенотим-циркон-монацитовая ассоциация; г – включения монацита в биотите. BSE-фото.

РЗЭ-содержащий эпидот образует ксеноморфные выделения размером 10–35 мкм, локализованные в основной массе в сростаниях с калиевым полевым шпатом, кварцем, альбитом (рис. 2а), а также внутри фенокристаллов биотита совместно с другими вторичными минералами (хлоритом, пирофанитом), замещающими биотит. Содержания РЗЭ в эпидоте достигают (мас. %): Ce_2O_3 3.15, La_2O_3 1.39, Nd_2O_3 1.59 (табл. 1).

Алланит-(Ce) представлен ксеноморфными выделениями размером 10–18 мкм, которые приурочены к зонам замещения биотита, как внутри, так и по краям фенокристаллов совместно с эпидотом, хлоритом, кварцем и другими низкотемпературными минералами (рис. 2б). В составе алланита определены (мас. %): La_2O_3 5.24, Ce_2O_3 10.68, Pr_2O_3 1.23, Nd_2O_3 4.36. Характерной особенностью РЗЭ-содержащего эпидота и алланита является высокое содержание MnO (до 3.6 и 3.5 мас. %, соответственно) (см. табл. 1). Для хлорита, с которым ассоциирует алланит в структурах разложения биотита, по геотермометру получены расчеты температуры кристаллизации в 140–145 °С.

Ксенотим встречается в виде ксеноморфных выделений размером 6–10 мкм в ассоциации с монацитом и цирконом (рис. 2в) в основной массе среди зерен кварца и мусковита. Содержания РЗЭ в ксенотиме достигают (мас. %): Nd_2O_3 0.54, Dy_2O_3 6.25, Gd_2O_3 4.44, Ho_2O_3 1.14, Sm_2O_3 1.03, Er_2O_3 2.79, Yb_2O_3 1.50. Повышенные содержания UO_2 до 1.2 мас. % и Th_2O_3 до 3.94 мас. % (табл. 2) – характерная особенность ксенотима.

Монацит представлен двумя морфологическими разновидностями: 1) гипидиоморфными зернами размером до 20 мкм, которые часто встречаются как включения в биотите (рис. 2г); 2) ксеноморфными выделениями размером 1–5 мкм. Первый тип монацита отличается повышенными содержаниями (мас. %) Y_2O_3 2.44 и содержит CaO 0.69 и SiO_2 (табл. 2). Для второго типа монацита установлены повышенные содержания CaO 1.12–6.22 мас. %, SiO_2 1.24–4.25 мас. % и отсутствие Y_2O_3 . Исходя из различной формы выделений

**Химический состав РЗЭ-содержащего эпидота и алланита
из гранитоидов Шартымского массива (мас. %)**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	33.59	36.3	36.65	38.47	31.97	32.73	30.73	31.56	30.77
TiO ₂	1.59	0.73	0.77	—	—	—	—	—	1.74
Al ₂ O ₃	21.42	23.96	24.98	22.36	19.14	18.09	18.82	18.54	19.02
FeO	10.67	11.03	10.19	10.59	15.01	15.74	15.97	15.85	15.91
MnO	3.63	2.19	2.54	1.59	1.91	2.40	2.52	3.50	2.34
CaO	20.87	20.03	20.68	20.39	13.39	12.78	11.91	12.96	12.22
La ₂ O ₃	1.39	0.78	0.86	1.02	3.24	3.02	2.91	5.24	3.17
Ce ₂ O ₃	3.15	1.65	1.88	2.19	9.29	9.23	10.68	8.16	8.03
Pr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1.23	—	0.44	0.98
Nd ₂ O ₃	1.59	0.76	0.83	0.82	3.88	4.36	4.23	0.99	3.67
Сумма	97.90	97.43	99.38	97.43	97.83	99.58	97.77	97.24	97.85
Расчетные формулы на 8 катионов									
1.	$(\text{Ca}_{1.56}\text{Mn}_{0.19}\text{Ce}_{0.09}\text{Ti}_{0.07}\text{La}_{0.06}\text{Nd}_{0.02})_{1.98}(\text{Fe}^{3+}_{0.60}\text{Fe}^{2+}_{0.34}\text{Al}_{0.04})_{1.02}\text{Al}_{2.00}(\text{Si}_{2.96}\text{Al}_{0.04})_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								
2.	$(\text{Ca}_{1.69}\text{Mn}_{0.10}\text{Ce}_{0.06}\text{Ln}_{0.06}\text{Nd}_{0.03}\text{Ti}_{0.02})_{1.95}(\text{Fe}^{3+}_{0.49}\text{Fe}^{2+}_{0.25}\text{Al}_{0.31})_{1.05}(\text{Al}_{1.98}\text{Si}_{0.02})_{2.00}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								
3.	$(\text{Ca}_{1.52}\text{Mn}_{0.18}\text{Ce}_{0.12}\text{La}_{0.09}\text{Nd}_{0.05}\text{Ti}_{0.02})_{1.99}(\text{Fe}^{3+}_{0.42}\text{Fe}^{2+}_{0.34}\text{Al}_{0.21})_{1.01}(\text{Al}_{1.98}\text{Si}_{0.02})_{2.00}\text{Si}_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								
4.	$(\text{Ca}_{1.76}\text{Ce}_{0.08}\text{Mn}_{0.05}\text{La}_{0.03}\text{Nd}_{0.02})_{1.96}(\text{Fe}^{3+}_{0.58}\text{Al}_{0.33}\text{Fe}^{2+}_{0.13})_{1.04}\text{Al}_{2.00}(\text{Si}_{2.99}\text{Al}_{0.01})_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								
5.	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Ce}_{0.46}\text{Nd}_{0.24}\text{La}_{0.19}\text{Mn}_{0.1})_{0.99}(\text{Fe}^{2+}_{0.60}\text{Al}_{0.27}\text{Fe}^{3+}_{0.14})_{1.01}\text{Al}_{2.00}(\text{Si}_{2.93}\text{Al}_{0.05})_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								
6.	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Ce}_{0.38}\text{Nd}_{0.25}\text{La}_{0.17}\text{Mn}_{0.12}\text{Pr}_{0.07})_{0.99}(\text{Fe}^{2+}_{0.60}\text{Al}_{0.27}\text{Fe}^{3+}_{0.14})_{1.01}\text{Al}_{2.00}(\text{Si}_{2.94}\text{Al}_{0.05})_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								
7.	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Ce}_{0.42}\text{Nd}_{0.26}\text{La}_{0.18}\text{Mn}_{0.14})_{0.99}(\text{Fe}^{2+}_{0.60}\text{Al}_{0.27}\text{Fe}^{3+}_{0.14})_{1.01}\text{Al}_{2.00}(\text{Si}_{2.95}\text{Al}_{0.05})_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								
8.	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Ce}_{0.35}\text{Nd}_{0.24}\text{La}_{0.18}\text{Pr}_{0.09})_{0.99}(\text{Fe}^{2+}_{0.60}\text{Al}_{0.27}\text{Fe}^{3+}_{0.14})_{1.01}\text{Al}_{2.00}(\text{Si}_{2.97}\text{Al}_{0.05})_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								
9.	$\text{Ca}_{1.00}(\text{Ce}_{0.33}\text{Nd}_{0.21}\text{La}_{0.15}\text{Mn}_{0.13}\text{Pr}_{0.11}\text{Pr}_{0.06})_{0.99}(\text{Fe}^{2+}_{0.60}\text{Al}_{0.27}\text{Fe}^{3+}_{0.14})_{1.01}\text{Al}_{2.00}(\text{Si}_{2.93}\text{Al}_{0.05})_{3.00}\text{O}_{12.00}(\text{OH})_{1.00}$								

Примечание. 1–4 – РЗЭ-содержащий эпидот; 5–9 – алланит.

и состава двух типов монацита, предполагается, что первый из них кристаллизовался в раннюю стадию (магматическую), а второй – в позднюю (постмагматическую).

Выводы. Таким образом, в тонкозернистых гранитах Шартымского массива Балбукского комплекса обнаружена РЗЭ минерализация, представленная РЗЭ-содержащим эпидотом, алланитом-(Ce), ксенотимом и монацитом-(Ce). Монацит образует две генерации: магматическую с субидиоморфными зернами, захваченными фенокристаллами биотита, и постмагматическую с ксеноморфными выделениями, ассоциирующую с вторичными минералами. РЗЭ-содержащий эпидот, алланит-(Ce) и ксенотим встречаются исключительно в виде ксеноморфных выделений, нередко приуроченных к структурам разложения биотита совместно с хлоритом и другими вторичными минералами. По хлоритовому геотермометру [Cathelineau, 1988] температура кристаллизации алланита-(Ce) Шартымского массива оценена в 140–145 °С.

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0012 и гранта РНФ № 22-77-10049.

**Химический состав ксенотима и монацита из гранитоидов
Шартымского массива (мас. %)**

	1	2	3	4	5	6	7	8
P ₂ O ₅	28.53	31.29	28.49	28.27	28.45	28.51	28.73	30.11
SiO ₂	4.31	3.59	3.13	3.27	1.24	4.25	4.11	0.58
CaO	1.1	1.56	2.27	1.12	2.1	4.12	6.22	0.69
Y ₂ O ₃	40.8	42.35	38.42	—	—	—	—	2.44
CeO ₃	—	—	—	29.52	29.33	29.63	29.07	30.18
La ₂ O ₃	—	—	—	11.69	12.37	12.55	12.58	12.62
Zr ₂ O ₃	7.63	4.01	4.9	1.96	2.14	—	—	—
Nd ₂ O ₃	—	0.54	0.52	12.12	11.94	11.51	11.31	12.92
Pr ₂ O ₃	—	—	—	2.93	2.83	2.96	2.69	3.2
Dy ₂ O ₃	5.4	5.98	6.25	—	0.78	—	—	—
Gd ₂ O ₃	4.03	4.44	4.21	2.01	1.73	3.87	2.59	1.77
Ho ₂ O ₃	—	—	1.14	—	—	—	—	—
Sm ₂ O ₃	—	1.03	0.95	2.57	2.57	1.73	1.75	2.48
Er ₂ O ₃	2.41	2.52	2.79	—	—	—	—	—
Yb ₂ O ₃	—	—	1.5	—	—	—	—	—
Th ₂ O ₃	3.8	1.34	3.94	4.11	3.73	—	—	2.95
UO ₂	1.11	0.64	1.2	—	—	—	—	—
Сумма	99.12	99.29	99.71	99.57	99.21	99.13	99.05	100.01
Расчетные формулы на 2 катиона								
1. (Y _{0.63} Zr _{0.12} Dy _{0.08} Gd _{0.06} Th _{0.06} Er _{0.04} U _{0.02}) _{1.01} (P _{0.85} Si _{0.11} Ca _{0.05}) _{1.01} O _{3.98} 2. (Y _{0.67} Dy _{0.1} Gd _{0.07} Zr _{0.06} Er _{0.04} T _{0.02} Sm _{0.02} U _{0.01} Nd _{0.01}) _{0.99} (P _{0.91} Si _{0.07} Ca _{0.03}) _{1.01} O _{3.97} 3. (Y _{0.58} Dy _{0.09} Zr _{0.07} Gd _{0.06} Th _{0.06} Er _{0.04} Yb _{0.03} Ho _{0.02} U _{0.02} Sm _{0.01} Nd _{0.01}) _{1.01} (P _{0.87} Si _{0.09} Ca _{0.05}) _{1.01} O _{3.98} 4. (Ce _{0.44} La _{0.17} Nd _{0.18} Gd _{0.03} Th _{0.06} Sm _{0.04} Zr _{0.03}) _{0.98} (P _{0.85} Si _{0.11} Ca _{0.07}) _{1.03} O _{3.97} 5. (Ce _{0.44} La _{0.18} Nd _{0.18} Gd _{0.03} Th _{0.06} Sm _{0.04} Zr _{0.03}) _{0.98} (P _{0.85} Si _{0.11} Ca _{0.07}) _{1.03} O _{3.98} 6. (Ce _{0.48} La _{0.20} Nd _{0.18} Gd _{0.06} Sm _{0.03}) _{0.98} (P _{0.85} Si _{0.11} Ca _{0.07}) _{1.03} O _{3.98} 7. (Ce _{0.48} La _{0.21} Nd _{0.19} Gd _{0.04} Sm _{0.03}) _{0.98} (P _{0.85} Si _{0.11} Ca _{0.07}) _{1.03} O _{3.97} 8. (Ce _{0.50} Nd _{0.21} La _{0.20} Pr _{0.04} Th _{0.02} Sm _{0.01} Y _{0.01} Gd _{0.01}) _{1.00} (P _{0.86} Ca _{0.08} Si _{0.06}) _{1.02} O _{3.99}								

Примечание. 1–3 – ксенотим; 4–7 – монацит.

Литература

Знаменский С.Е., Холоднов В.В., Даниленко С.А. Rb-Sr данные по околорудным метасоматитам месторождения золота Малый Каран (Южный Урал) // Геологический сборник № 11. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2014. С. 202–205.

Макагонов Е.П., Котляров В.А. Редкоземельная минерализация в щелочных и субщелочных породах Балбукского комплекса (Южный Урал) // Минералогия. 2016. № 2. С. 34–43.

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения РМО. № 6. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. С. 3–29.

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorite sand illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. Vol. 23. P. 471–485.

Р.С. Паламарчук¹, С.Ю. Степанов²

¹ – Ильменский государственный заповедник
ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия
palamarchuk22@yandex.ru

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Геохимические особенности пегматитового тела № 2, Светлинское пегматитовое поле, Южный Урал

R.S. Palamarchuk¹, S.Yu. Stepanov²

¹ – Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

² – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

Geochemical features of pegmatite vein no. 2, Svetlinsky pegmatite field, South Urals

Abstract. The work presents the interpretation of trace element content of various rocks of pegmatite vein no. 2 of the Svetlinsky pegmatite field, South Urals. The pegmatite vein has geochemical zonation. The REE pattern and contents of pegmatites and host aplites are similar. The comparative analysis of geochemical features of pegmatite body and the Varlamovo granitic pluton showed their significant difference that put a question of genetic relation between Svetlinsky pegmatite field and country granitoid plutons.

Введение. С конца XIX в. Кочкарский район на Южном Урале приобрел всемирную известность как источник камнесамоцветного сырья [Таланцев, 1988]. Во второй половине XX в. в ходе геологоразведочных работ на пьезооптическое сырье здесь выявлены многочисленные дайки лейкократовых гранитов [Огородников и др., 2020]. В некоторых из них установлены пегматиты с миароловыми полостями и акцессорной редкометалльной минерализацией: минералы бериллия, тантало-ниобаты, фосфаты церия и иттрия, редкая висмутовая минерализация и др. Промышленно значимые концентрации редких элементов на Светлинском пегматитовом поле не обнаружены. Несмотря на это, камерные пегматиты Кочкарского района и, в первую очередь, Светлинское пегматитовое поле остаются минералогическим объектом мирового уровня и по праву входят в состав топонима «Русская Бразилия» [Таланцев, 1988].

Исследованию акцессорной минерализации миароловых полостей пегматитов Светлинского поля посвящено множество работ [Таланцев, 1988; Колисниченко, 2004; Колисниченко, Попов, 2008; Суставов, Федоров, 2015; Суставов и др., 2015; Ратьковский и др., 2019; Ратьковский и др., 2020; Огородников и др., 2020], в ходе которых выявлены три группы минералов – камнесамоцветная (берилл, турмалин), редкометалльная (лепидолит, колумбит и более редкие минералы), а также группа минералов редкоземельных элементов (ксенотим, монацит и др.). В то же время геохимические исследования пегматитов на современном аналитическом уровне не проводились. Не исследованным остался характер распределения химических элементов в пегматитовых телах. Вызывает также ряд вопросов генетическая связь даек лейкократовых гранитов с породами джабык-санарского комплекса [Пужаков, 2002]. Исследованию геохимических особенностей различных пород, слагающих дайковое гранитное тело № 2 с пегматитами, и посвящена данная работа.

Геологическая позиция. Тела лейкократовых гранитов (далее аплиты) с пегматитами залегают в метаморфических породах вендской еремкинской свиты, заполняющих седловину

между Еремкинским, Борисовским и Санарским массивами. Первый из них располагается к северу от Светлинского пегматитового поля и сложен гранитогнейсами одноименного кембрийского комплекса [Пужаков и др., 2018]. Борисовский массив, расположенный к востоку от Светлинского поля, является полифазным и сложен породами пластового тоналит-плагиогранитового, варшавского гранит-монцолейкогранитового комплексов и рассечен дайками и более крупными телами пермского джабык-санарского комплекса. Санарский массив к югу от Светлинского поля сходен по составу и строению. От Борисовского массива последний отличается преобладанием пород джабык-санарского комплекса. Пегматитовые тела пространственно находятся в западном экзоконтакте Борисовского массива и, скорее всего, генетически связаны с формированием этого массива [Таланцев, 1988]. В настоящее время лейкократовые дайковые тела гранитов отнесены к джабык-санарскому комплексу, породы которого частично слагают Борисовский массив [Пужаков и др., 2018].

Методика работы. В ходе экспедиционных работ, в карьере, вскрывающем пегматитовое тело № 2, были задокументированы и опробованы все разновидности пород, слагающие жильное тело аплитов. Из каждой пробы весом ~6.0 кг последовательным квартованием на различных стадиях дробления выделялась навеска 200 г для ИСП-МС анализов (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Агрегаты глинистых минералов, выполняющие миароловую полость, были обогащены гравитационным методом, после чего полученный шликх проанализирован с помощью оптической и электронной микроскопии. Для определения генетической связи аплитов с соседними гранитоидными массивами использованы литературные данные по гранитам Варламовского массива, расположенного к северу от Борисовского и сложенного породами аналогичных комплексов [Ферштатер, 2013].

Результаты исследования. Пегматитовое тело № 2 представляет собой серию пологопадающих пегматитовых жил сложной морфологии при средней мощности 1.7 м. Отдельные пегматитовые жилы обладают типичным зональным строением: породы от периферии к центру сменяются от мелкой графической зоны через крупнозернистые пегматитовые сращения к блоковой зоне с крупными кристаллами полевого шпата и кварца. Миароловые полости пространственно ассоциируют с кварцевым ядром и часто находятся под ним.

Породы пегматитового тела в значительной степени изменены в гипергенных условиях, из-за чего произошло перераспределение ряда элементов (например, крупноионных литофильных и др.). Наименее подвижными в условиях процессов поверхностного выветривания считается группа высокозарядных и редкоземельных элементов (РЗЭ), на анализе характера распределения которых сделан акцент в дальнейшем.

Характер распределения РЗЭ в различных породах пегматитового тела сходен между собой: легкие РЗЭ преобладают над тяжелыми с формированием пологого отрицательного тренда (рис. 1а). Отмечается ярко выраженная отрицательная аномалия Се, что может быть связано с выносом этого элемента в щелочных условиях, которые могли существовать при поверхностном выветривании [Ратьковский и др., 2020]. Максимальная концентрация РЗЭ отмечается для глинистого агрегата, заполняющего миароловые полости, а минимальная – для кварцевого ядра. Такое распределение РЗЭ обусловлено широким распространением в миароловых пустотах таких минералов РЗЭ как ксенотим, монацит и других, в то время как ядро почти целиком состоит из мономинерального кварцевого агрегата. По уровню концентрации РЗЭ остальные породы занимают промежуточное положение между кварцевым ядром и минеральными агрегатами из миароловых пустот.

Распределение высокозарядных элементов сходно для всех пород пегматитового тела (рис. 2а), отличаясь уровнем концентрации. Максимальная концентрация большинства элементов установлена в аплите, в то время как минимальные характерны для кварцевого ядра по аналогии с распределением РЗЭ.

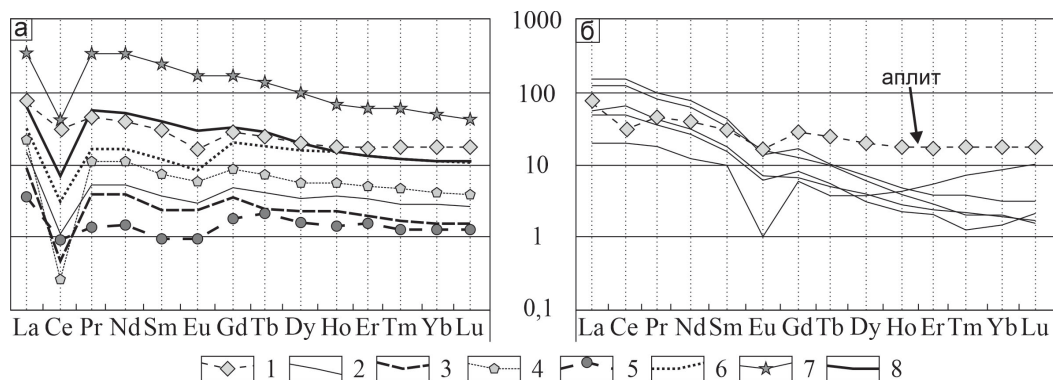


Рис. 1. Распределение РЗЭ в породах пегматитового тела № 2 (а) и гранитах Варламовского массива (б) по данным [Ферштатер, 2013].

1 – аплит; 2 – мелкая графика; 3 – крупная графика; 4 – блоковый микроклин; 5 – кварцевое ядро; 6, 7 – занорышевая глина; 8 – среднее для пород 2–7. Содержания нормированы на хондрит по [McDonough, Sun, 1995].

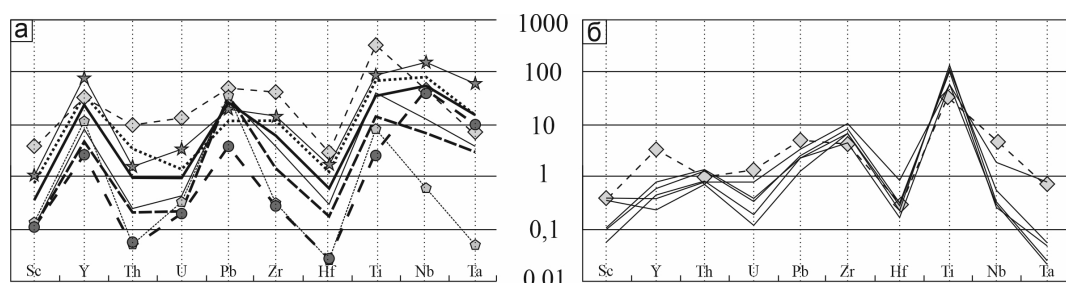


Рис. 2. Распределение высокозарядных элементов в породах пегматитового тела № 2 (а) и гранитах Варламовского массива (б) по данным [Ферштатер, 2013].

Шкала логарифмическая, содержания приведены в г/т. Условные обозначения на рис. 1.

С целью оценки характера перераспределения элементов при образовании пегматитов, для пород пегматитового тела (мелкая и крупная графика, блоковый микроклин, кварцевое ядро и материал из занорышей), рассчитано среднее содержание РЗЭ и высокозарядных элементов в целом (рис. 1а, 2а). Установлено, что характер распределения и уровень концентрации РЗЭ в пегматитовом теле и вмещающем аплите близки. Высокозарядные элементы разделяются на две группы: первая группа (Y, Pb, Nb, Ta) характеризуется сходными концентрациями в пегматитовом теле в среднем и во вмещающем аплите, а содержания элементов второй группы (Sc, Th, U, Zr, Hf, Ti) повышены в аплите.

Сравнительный анализ распределения РЗЭ и высокозарядных элементов в пегматитовом теле (авторские данные) и гранитах Варламовского массива [Ферштатер, 2013], показывает существенное отличие как уровней концентрации, так и характера распределения большинства элементов. На основании этого можно заключить, что исследуемые пегматитовые тела могут быть производными другого интрузивного тела. Учитывая данные государственного геологического картографирования [Пужаков и др., 2018], все массивы, окружающие Светлинское пегматитовое поле, являются полифазными, причем породы джабык-санарского комплекса составляют малую часть Борисовского массива, со становлением которого ранее связывали формирование изучаемого пегматитового поля. Это объясняет отличие характера

распределения и концентрации ряда элементов в пегматитах и гранитах Варламовского массива, однако это противоречит общей структурной зональности пегматитового поля в направлении от Борисовского массива на запад, установленной ранее [Таланцев, 1988].

Заключение. В ходе работы установлена яркая геохимическая зональность пегматитового тела № 2 и обнаружено качественное совпадение характера и уровня концентрации РЗЭ в среднем по пегматитовому телу и во вмещающих аплитах. Сравнительный анализ геохимических особенностей пегматитового тела и гранитов Варламовского массива показывает их значительное отличие, что поднимает вопрос генетической связи Светлинского пегматитового поля и окружающих его гранитоидных массивов.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 075-01324-23-00.

Литература

Колисниченко С.В. Удивительные минералы Южного Урала. Челябинск: Аркаим, ЮУрГУ, 2004. 296 с.

Колисниченко С.В., Попов В.А. «Русская Бразилия» на Южном Урале – минералы долин рек Санарки, Каменки и Кабанки. Энциклопедия уральского камня. Челябинск: Санарка, 2008. 528 с.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Кисин А.Ю., Савичев А.Н. Гранитные пегматиты и пегматоиды Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2020. 432 с.

Пужаков Б.А., Шох В.Д., Шулькина Н.Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-XIII (Пласт). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2018. 205 с.

Ратьковский Г.Е., Паламарчук Р.С., Стативко В.С. Акцессорная минерализация и геохимические особенности пегматитовых жил Светлинского пегматитового поля, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2020. С. 221–225.

Ратьковский Г.Е., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Беленков Н.Б. Минералогический очерк пегматитовых жил Светлинского пегматитового поля // Новое в познании процессов рудообразования. Москва: ИГЕМ РАН, 2019. С. 315–318.

Суставов С.Г., Федоров С.А. Ванадаты висмута из редкометалльных пегматитов Светлинского месторождения, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования. Миасс: Имин УрО РАН, 2015. С. 211–214.

Таланцев А.С. Камерные пегматиты Урала. Москва: Наука, 1988. 144 с.

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

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

**Условия формирования карбонатно-силикатных жил и околожилных ореолов
в раннепротерозойских комплексах Беломорского подвижного пояса,
Северная Карелия**
(научный руководитель д.г.-м.н. А.Н. Перцев)

I.S. Volkov

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

**Formation conditions of carbonate-silicate veins and vein halos in the Early
Proterozoic complexes of the Belomorian mobile belt, North Karelia**

Abstract. The Early Proterozoic metamorphosed gabbroids are abundant within Archean gneisses in islands and the coast of the White Sea in North Karelia. The carbonate-silicate veins are confined to the metabasite bodies and their contacts with gneisses. The major vein minerals are plagioclase, quartz, carbonates and chlorite. The early stage of vein formation produced a quartz-plagioclase assemblage of the marginal zones of the veins at 550–650 °C. The late stage corresponds to the formation of veined quartz-carbonate assemblages ($\pm$ biotite) at 540 °C and lower. The formation of quartz-chlorite-carbonate and sulfide assemblages in veins and country amphibolites corresponds to a temperature decrease to 350 °C and below. The formation of veins and related amphibolitization are probably associated with influence of metamorphic fluids at the last retrograde stage of metamorphism in the Early Proterozoic.

Вопросы генезиса гидротермальных жил в метаморфических толщах во многом связаны с природой минералообразующих флюидов, обеспечивающих разномасштабное перераспределение вещества и, как следствие, возникновение многокомпонентных и многофазных минеральных ассоциаций. Для понимания этих процессов важное значение имеют структурно-геологические и минералогические исследования динамики развития жил, а также реконструкция физико-химических условий образования. Одним из наиболее сложных и принципиальных вопросов остается определение последовательности и *PT*-условий формирования жильных минеральных ассоциаций [Bons et al., 2012].

Настоящая работа выполнена в рамках подготовки кандидатской диссертации по теме «Минеральные ассоциации и сульфидная минерализация карбонатно-силикатных жил в metabazитах Северной Карелии». Фактический материал собран в ходе полевых работ 2019–2022 гг. совместно с В.М. Козловским. В работе использовались рентгеноспектральный микроанализ (JEOL 8200, аналитики С.Е. Борисовский и Е.В. Ковальчук, ИГЕМ РАН); метод мультиминеральной термобарометрии (TWQ) [Berman, 1988, 1991]; а также расчеты по амфибол-плагиоклазовому термометру [Holland, Blundy, 1994], хлоритовому термометру, основанные на распределении Al между октаэдрической и тетраэдрической позициями [Cathelineau, Nieva, 1985; Котельников и др., 2012], и хлоритовому термометру, основанному на смещении равновесия клинохлор + sudoит $\leftrightarrow$ амезит + кварц + H₂O [Bourdelle et al., 2013]. В работе представлены новые данные о структурных особенностях карбонатно-силикатных жил Северной Карелии. Приведены температурные оценки для жильных и околожилных минеральных ассоциаций. Полученные результаты позволяют предложить общую петрогенетическую схему развития карбонатно-силикатных жил.

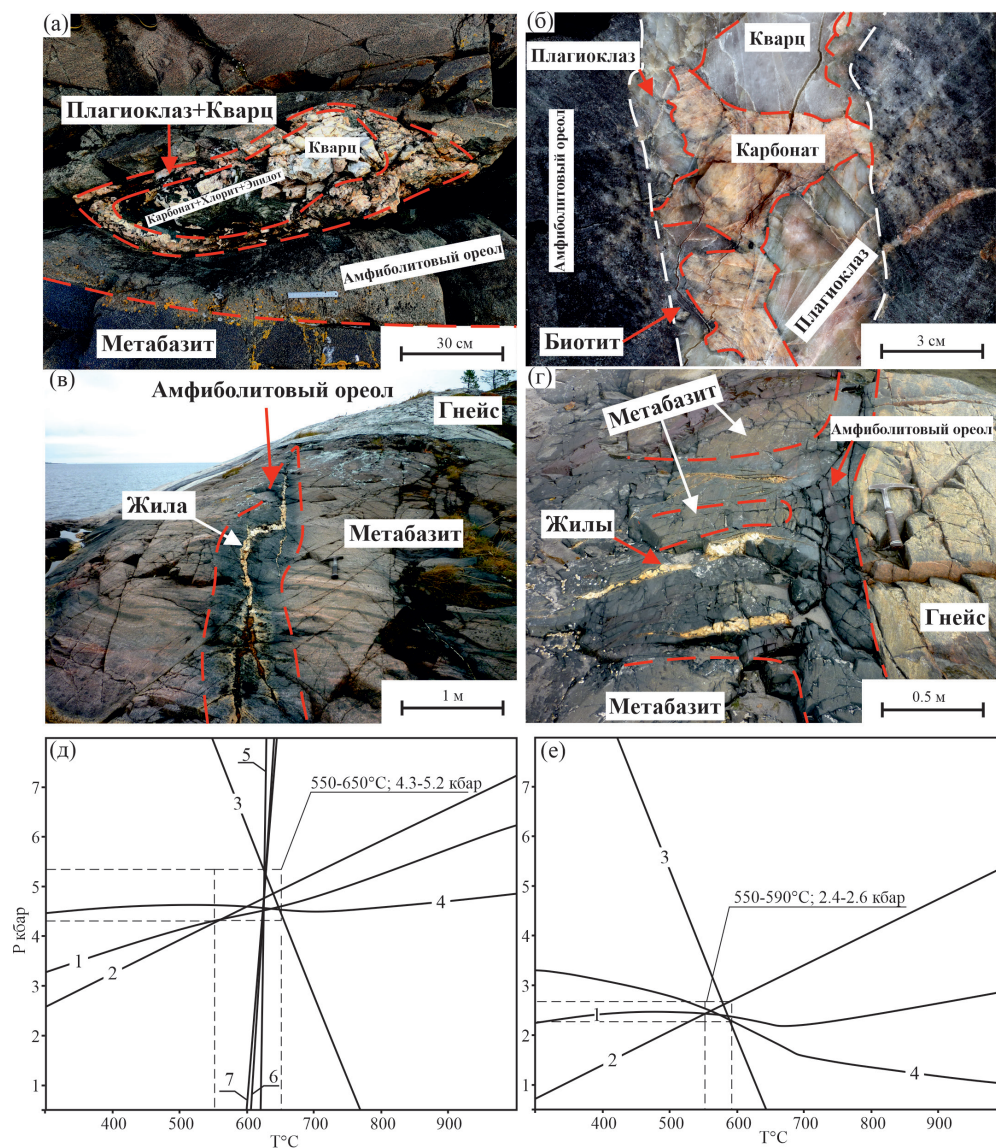


Рис. (а) Зональная карбонат-кварц-плагноклазовая жила с хлоритом и эпидотом на о. Сидоров; (б) взаимоотношение карбоната с плагноклазом и кварцем в карбонат-кварц-плагноклазовой жиле (поперечный спил жилы); (в) карбонат-кварц-плагноклазовая жила с турмалином и хлоритом линейно вытянутой формы на о. Кедровый; (г) карбонатные и карбонат-кварц-плагноклазовые прожилки, залегающие поперек удлинения дайкообразного тела метабазита на о. Кедровый (д, е).

Линии моновариантных равновесий для амфиболитовых ассоциаций из околожильных ореолов карбонатно-силикатных жил: (д) гранат-биотит-кварцевый амфиболит, (е) кварц-биотитовый амфиболит. Ab – альбит, Alm – альмандин, Prg – паргасит, Prp – пироп, Tr – тремолит, Ts – чермакит, Qz – кварц, приставка f – ферро. Номера линий равновесия: 1) $2\text{Prg} + 8\text{Qz} = 2\text{Ab} + \text{Tr} + \text{Ts}$; 2) $3\text{Prg} + 4\text{fTs} = 4\text{Ts} + 3\text{fPrg}$; 3) $4\text{Tr} + 5\text{fPrg} = 5\text{Prg} + 4\text{fTr}$; 4) $8\text{Qz} + 2\text{fPrg} = \text{fTs} + \text{fTr} + 2\text{Ab}$; 5) $\text{Ts} + \text{Alm} = \text{Prp} + \text{fTs}$; 6) $3\text{Prg} + 4\text{Alm} = 4\text{Prp} + 3\text{fPrg}$; 7) $5\text{Alm} + 3\text{Tr} = 3\text{fTr} + 5\text{Prp}$.

Объект исследования располагается в восточной части Северной Карелии в Чупинском секторе Беломорского подвижного пояса (БПП). На этой территории преобладают выходы архейской амфиболит-гнейсовой толщи, а также встречаются многочисленные тела раннепротерозойских метабазитов [Шуркин и др., 1960; Степанов, 1981; Глебовицкий, Смолькин, 2005; Слабунов, 2008]. К телам метабазитов, а также к их контактам с гнейсами, приурочены карбонатно-силикатные жилы (рисунок). Мощность жил варьирует от первых сантиметров до первых метров, а простираение прослеживается до десятков метров [Лебедев, 1950]. Главными жильными минералами являются полевые шпаты, кварц, карбонаты и хлорит. В варьирующих количествах присутствуют турмалин, минералы титана (ильменит, сфен, рутил, анатаз), эпидот, скаполит, апатит, слюды (биотит, мусковит), амфиболы, а также пирит, пирротин, халькопирит, борнит, минералы группы халькозина и молибденит [Лебедев, 1950; Никитин, 1960; Смирнова, Солодкая, 1960]. Со времен работ В.И. Лебедева [1950] и Ю.В. Никитина [1960] карбонатно-силикатные жилы подробно не изучались, несмотря на развитие медной и молибденовой сульфидной минерализации, а также наличие старинных горных выработок [Смирнова, Солодкая, 1960].

Жилы характеризуются зональным строением с плагиоклазовыми и кварц-плагиоклазовыми (олигоклаз, альбит) ($\pm$ биотит) наружными и кварцевыми/кварц-хлорит-карбонатными осевыми зонами (рис. а). Хлорит также образует прожилки и радиально-лучистые агрегаты в эндоконтакте жил и псевдоморфозы по биотиту. Для жил характерна сульфидная минерализация (борнит, халькопирит, пирит, пирротин и минералы группы халькозина) в виде редких гнезд и прожилков. Прожилки сульфидов пересекают кварц-плагиоклазовые и кварцевые агрегаты. По телам метабазитов на контакте с жилами и вмещающими гнейсами повсеместно развиваются амфиболитовые ореолы мощностью до 0.5–1 м (рис. а–г). В местах, где жилы подходят к контакту метабазита и гнейса амфиболитовые ореолы на контакте с гнейсами и жилами имеют пространственные переходы (рис. г). Амфиболиты состоят из амфибола ферропаргаситового состава (30–50 об. %), плагиоклаза (олигоклаз, реже альбит) (15–30 об. %), биотита (до 50 об. %) и кварца (5–10 об. %). Также встречаются апатит, гранат (альмандин-гроссуляр), ильменит, циркон, рутил. В околожильных амфиболитах локально наблюдаются поздние агрегаты *хлорита* (шамозит-клинохлор), карбоната и сульфидов железа и меди.

Методом построения линий моновариантных равновесий (метод TWQ) определены РТ параметры образования околожильных амфиболитов, которые составили примерно 550–650 °С и 2–5 кбар (рис. д–е). Дополнительные оценки температур выполнены по амфибол-плагиоклазовому термометру [Holland, Blundy, 1994] для околожильных амфиболитовых ореолов и составляют от 590 °С до 710 °С при давлении 2–5 кбар. Распределение составов существующих кальцитов и доломит-анкеритов в жилах в системе $MgCO_3$ – $CaCO_3$ – $FeCO_3$ показало, что максимальная температура образования карбонатной ассоциации жил составляла 540 °С. Температура образования хлорита в амфиболитах и карбонатно-силикатных жилах, согласно хлоритовым термометрам, варьирует от 220 до 350 °С.

Таким образом, зональное строение жил и развитие позднего хлорита в жилах и околожильных амфиболитах указывают на стадийную природу жилообразования и околожильных изменений. Ранняя (высокотемпературная) стадия фиксируется по околожильным амфиболитовым ореолам, ее температура оценивается в 550–650 °С, а давление – 2.5–5 кбар (рис. в, г). Этой стадии соответствует кварц-плагиоклазовая ассоциация краевых зон жил. Переход к поздней стадии с формированием жильных кварц-карбонатных ассоциаций происходил при температурах 540 °С и ниже. Дальнейшее развитие кварц-хлорит-карбонатной и сульфидных ассоциаций в жилах и околожильных амфиболитах соответствует снижению температуры до 350 °С и ниже. Жилообразование и околожильная амфиболитизация, предположительно, связываются с воздействием метаморфических флюидов на наиболее позднем ретроградном этапе метаморфизма в раннем протерозое.

Литература

- Глебовицкий В.А., Смолькин В.Ф. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб: Наука, 2005. 711 с.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ РАН. 2012. Т. 4. №. 9001.
- Лебедев В.И. К минералогии кварцево-карбонатных жил северной Карелии // Известия Карело-Финского филиала АН СССР. № 1. 1950. С. 3–36.
- Никитин Ю.В. Молибденитовое оруденение в жилах Северной Карелии // Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 9. Москва-Ленинград: АН СССР, 1960. С. 150–157.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2008. 296 с.
- Смирнова В.С., Солодкая Р.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, Серия Карельская, Лист Q-36-XVI. Москва: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1960 г. 60 с.
- Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Ленинград: Наука, 1981. 216 с.
- Шуркин К.А., Дук В.Л., Митрофанов Ф.П. Материалы к геологии и петрографии габбро-лабродоритов архея Северной Карелии // Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. М., 1960. С. 120–149.
- Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ // Journal of Petrology. 1988. Vol. 29. P. 445–522.
- Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // The Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 833–855.
- Bons P.D., Elburg M.A., Gomez-Rivas E. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures // Journal of Structural Geology. 2012. Vol. 43. P. 33–62.
- Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 165. P. 723–735.
- Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. Vol. 91. P. 235–244.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to mineralogy and petrology. 1994. Vol. 116. P. 433–447.

А.В. Котляров, Ф.И. Жимулев

*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
kotlyarov@igm.nsc.ru*

Геологическая позиция и вещественный состав амфиболитов Аламбайской офиолитовой зоны (юго-запад Салаира)

A.V. Kotlyarov, F.I. Zhimulev

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Geological setting and composition of amphibolites of the Alambay ophiolite zone (Southwest Salair)

Abstract. The results of geological, petrological and geochemical studies of amphibolites of the Shalap mélange complex of the Alambay ophiolite zone, Southwest Salair, are presented. The metamorphic rocks formed during subduction of an oceanic plate in the Early Paleozoic. The metamorphism of mafic rocks occurred under conditions of garnet-amphibolite facies.

Исследования офиолитовых ассоциаций показали широкое распространение метаморфических пород в составе древних аккреционных комплексов наряду с породами офиолитового разреза. Как правило, метаморфиты слагают тектонические блоки в субдукционном меланже, а также встречаются в приконтактных зонах крупных тектонических пластин, представленных, прежде всего, телами ультрамафитов. Их образование связывается с погружением и метаморфизмом фрагментов океанической плиты и последующей эксгумацией после столкновения океанических островов и островных дуг [Maquyama et al., 1996; Добрецов, 2000].

Метаморфические породы Аламбайской офиолитовой зоны на юго-западе Салаира (северо-запад Алтае-Саянской складчатой области) формируют крупную тектоническую пластину и отдельные глыбы размерами до нескольких десятков метров в составе Шалапского офиолитового меланжа и ранее были описаны как ангурепский метаморфический комплекс [Шокальский и др., 2000]. Шалапский меланжевый комплекс имеет неоднородное строение и образует полосу шириной до 22 км и длиной около 120 км, простирающуюся в северо-восточном направлении от с. Воеводское на юге до верховьев р. Уксунай на севере.

Большая часть обнажений Шалапского меланжа представляет собой блоки микрокварцитов и кремнисто-глинистых сланцев внутри терригенного меланжа, матрикс которого сложен серо-зелеными песчаниками и алевролитами. Серпентинитовый меланж образует отдельные линзовидные обособления и представлен серпентинитовыми сланцами с блоками массивных серпентинизированных дунитов, гарцбургитов и габбро размером до первых километров.

Ангурепский метаморфический комплекс сложен амфиболитами. В районе с. Шалап терригенный меланж содержит блок гранатовых амфиболитов размером около 100 м. К востоку от Шалапского меланжевого ареала были изучены гранатовые и безгранатовые амфиболиты из тектонической пластины, которая прослеживается примерно на 60 км при мощности 2–4 км. Простираение пластины в северной части субширотное, в юго-западной части – субмеридиональное. В районе с. Поповичи по рекам Ангуреп и Анамас в карьерах амфиболиты Ангурепской пластины повсеместно резкополосчатые с широким развитием процессов мигматитизации параллельной полосчатости и согласной простираению пластины. Особенно широко проявлены эти процессы вблизи контактов пластины. Во внутренних частях пластины мигматитизация развита слабее. С севера и северо-запада тектоническая пластина метаморфических пород совмещена с пластиной нижнекембрийских вулканитов, на юге и юго-востоке – с толщей пестрого состава, включающей вулканомиктовые песчаники, конгломераты, известняки и вулканиты и интерпретируемой как олистострома аккреционного клина [Dobretsov et al., 2004]. Разломные зоны, ограничивающие пластину, трассируются телами рассланцованных серпентинитов и графитистых милонитов.

Основной задачей исследования стало выяснение характерных особенностей протолитов, по которым формировались амфиболиты, на основе петрогеохимического анализа. Содержания петрогенных компонентов в породах определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа, редких и редкоземельных элементов – методом ИСП-МС в ЦКП многокомпонентных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск). Использовались не мобильные при метаморфизме элементы (Ti, Y, Zr, Nb, REE). В выборку не включались мигматитизированные разности, не соответствующие первичному составу протолитов.

Особенности петрохимического и редкоэлементного составов metabазитов из блоков Шалапского меланжа и Ангурепской тектонической пластины рассмотрены с помощью следующих диаграмм.

Амфиболиты содержат 43–56 мас. % SiO_2 и соответствуют пикробазальтам, базальтам и андезибазальтам на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$. По общей щелочности они приурочены

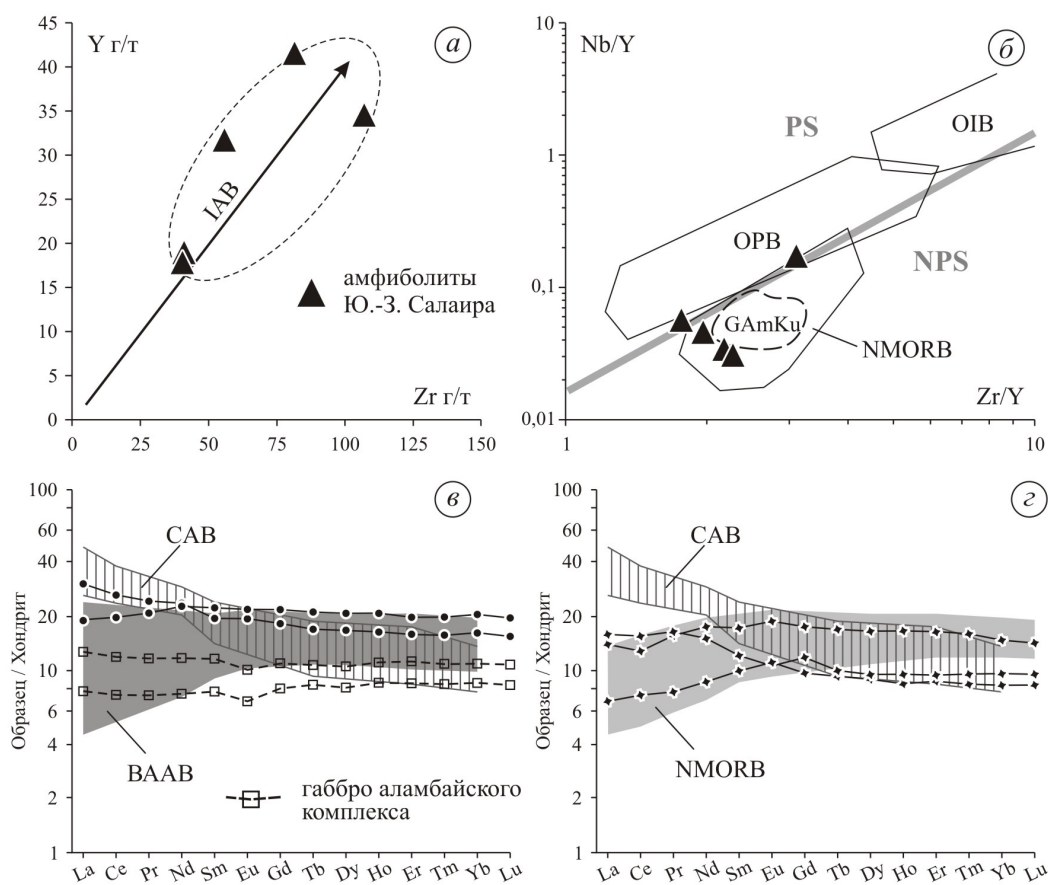


Рис. Диаграммы Y–Zr (а) и Nb/Y–Zr/Y (б) для амфиболитов на юго-западе Салаира.

Области пород с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS) [Condie, 2005]. Спектры распределения РЗЭ в гранатowych амфиболитах из Шалапского меланжевого ареала (в) и амфиболитов Ангурепской тектонической пластины (г). Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [Boynnton, 1984]. Сплошная линия – тренд эволюции составов островодужных базальтов (IAB). Поля базальтов: известково-щелочных островных дуг (CAB), нормальные (NMORB) срединно-океанических хребтов, нормальные базальты задуговых бассейнов (BABB) по данным [Магматические..., 1985; Шараськин, 1992; Куренков и др., 2002]. Поле гранатowych амфиболитов (GAmKu) из блоков в серпентинитовом меланже вблизи Чаган-Узунского массива Курайской аккреционной зоны на основе данных [Куликова, 2018].

к нормальнощелочным (НЩ) в меньшей степени умеренно-щелочным (УЩ) породам. По соотношению $MgO-SiO_2$ амфиболиты из Ангурепской тектонической пластины относятся к нормальным базальтам и плагиобазальтам, причем, в отличие от метабазитов из блоков в серпентинитовом меланже Курайской аккреционной зоны Горного Алтая, обладают более низкими значениями MgO . По соотношению TiO_2-FeO/MgO амфиболиты ангурепского комплекса существенно отличаются от метабазитовых пород в серпентинитовом меланже вблизи Чаган-Узунского офиолитового массива, входящего в состав Курайской аккреционной зоны. Для них характерны относительно низкие значения TiO_2 и приуроченность к островодужным трендам магматизма.

Данные по редким элементам, устойчивым при вторичных процессах, свидетельствуют о сходстве протолитов для ангурепских амфиболитов с островодужными базальтами (IAB) и базальтами срединно-океанических хребтов (NMORB). На диаграмме Y–Zr фигуративные точки составов амфиболитов имеют островодужный тренд с одновременным накоплением обоих элементов (рис. а). При этом на диаграмме Nb/Y–Zr/Y вместе с точками составов гранатовых амфиболитов Чаган-Узунских офиолитов Горного Алтая формируют фактически единую группу, попадая в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (NMORB), и лежат вне поля базальтов океанических плато (OPB) и внутриплитных океанических островов (OIB) (рис. б).

Спектры РЗЭ гранатовых амфиболитов Шалапского офиолитового меланжа субгоризонтальны или имеют слабый отрицательный наклон в сторону обогащения легкими РЗЭ. Такими признаками могут обладать известково-щелочные базальты островных дуг (CAB) и нормальные базальты типа BABB задуговых бассейнов. Сходные спектры имеют габбро аламбайского комплекса, залегающие в поле распространения Шалапского меланжа, для которых отмечается более низкий уровень концентраций РЗЭ (рис. в). Спектры амфиболитов Ангурепской тектонической пластины практически полностью совпадают с данными по базальтам типа N-MORB (рис. г). На мультиэлементных диаграммах для изученных амфиболитов характерны признаки современных островодужных базальтов – обедненность Nb и Ta относительно легких РЗЭ.

Амфиболиты ангурепского комплекса Салаира имеют широкий разброс содержаний SiO_2 и низкое содержание TiO_2 (0.13–1.76 мас. %). Содержания редких элементов сильно варьируют: Zr 3.8–107 г/т, Y 3.9–42 г/т, Nb 0.01–5.9 г/т, Ta 0.072–0.45 г/т. Спектры РЗЭ изменяются от слабодеплетированных, сходных с NMORB и BABB, до известково-щелочных базальтов «зрелых» островных дуг.

Таким образом, в состав Шалапского меланжа попали метаморфизованные как океанические, так и островодужные базальты и/или габброиды, извлеченные из зоны субдукции раннекембрийского возраста. При этом состав отдельных тел амфиболитов коррелирует с составом габбро, встречающихся в виде блоков в серпентинитовом меланже Аламбайской зоны, и характеризует состав субдуцирующей океанической плиты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 23-27-00033.

Литература

- Добрецов Н.Л. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизм эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 451–476.
- Куликова А.В. Условия формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай). Дис. на соиск. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2018. 173 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 249 с.
- Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы. М.: Наука, 1985. 487 с.
- Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 2000. 188 с.
- Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry / P. Henderson (Ed.). Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Y. Fragments of oceanic islands in accretion collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23. Is. 5. P. 673–690.

Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world, and their exhumation // *International Geology Review*. 1996. Vol. 38. P. 485–594.

В.В. Вантеев¹, Е.В. Кислов^{1,2}, И.С. Гончарук²

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
vanteev997@mail.ru

² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Россия

Минеральный состав вулканитов района сапфиросной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Западное Забайкалье)

V.V. Vanteev¹, E.V. Kislov^{1,2}, I.S. Goncharuk²

¹ – Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

² – Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

Mineral composition of volcanic rocks of the Naryn-Gol sapphire-bearing placer (Dzhida River basin, Western Transbaikalia)

Abstract. The mineral composition of volcanic rocks of the Naryn-Gol placer (Dzhida River basin, Western Transbaikalia) is studied. Three main mineral assemblages are identified: megacrysts and lherzolitic (xenolith) and basaltic minerals. As a result of interaction with transporting basaltic magma, megacrysts were corroded, contain melt along the cracks, and are overgrown by other minerals. The lherzolite xenoliths contain olivine, pyroxene, spinel, Cr-spinel of various compositions, and titanomagnetite, which are also disintegrated, corroded, and overgrown. The basaltic minerals crystallized from the cooling melt. The main placer minerals include megacrysts captured by basalt melt upon its ascending to the surface.

Введение. Россыпь Нарын-Гол расположена в западной части Джидинского рудного района, в Закаменском районе Республики Бурятия. В геологическом отношении район россыпи сложен отложениями верхнеордовикской джидинской свиты, «вершинными» вулканитами Правого Барун-Хобольского стратовулкана и «долинными» площадными базальтами неоген-четвертичного возраста (βN_2 - Q_1), верхнеплейстоценовыми (Q_{I-II}) аллювиальными отложениями и голоценовыми аллювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями. Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель, псевдоморфозы гетита по пириту.

Необычный широкий набор минералов россыпи свидетельствует о нескольких источниках, преимущественно вулканогенных. Вулканиты Джидинского ареала привлекают внимание исследователей, поскольку представляют юго-западную ветвь Байкальского рифта, но Хобольская группа вулканов, с которой предположительно связана россыпь, ранее детально не изучалась.

Петрографическая характеристика вулканических пород. «Долинные» вулканиты распространены в низовьях руч. Нарын-Гол и долине р. Дархинтуй и наблюдаются в виде валунного и галечного материала в аллювиальных и делювиальных отложениях. Они представлены

темно-серыми массивными базальтами с включениями мегакристов сапфира, оливина, санидина, энстатита, авгита до 1–2 см в сечении, ксенолитов лерцолита. Характерна порфировая структура с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и пироксена. Структура основной массы интерсертальная, сложена микролитами плагиоклаза и пироксена и небольшого количества вулканического стекла.

«Вершинные» вулканиды распространены в верхнем и среднем течении руч. 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 до 1–2 см в сечении, ксенолиты лерцолитов. У подножия вулкана в обрывах среднего и верхнего течения р. Нарын-Гол обнажаются лавовые потоки и покровы пирокластического материала. Характерна витрокластическая структура с большим количеством вкрапленников санидина и плагиоклаза изометричной формы.

Минеральный состав вулканических пород. Изучено 19 пластин вулканических пород из района россыпи Нарын-Гол на сканирующем электронном микроскопе. По морфологическим признакам и размерности выделены минеральные ассоциации: мегакристовая, лерцолитовая (ксенолитовая) и базальтовая. Зерна мегакристовой ассоциации имеют сложные очертания, размерность зерен достигает 1–2 мм, наблюдается неоднородность состава от центральной части к периферии зерен, вызванная взаимодействием с базальтовым расплавом при транспортировке. Лерцолитовая ассоциация представлена агрегатами изометричных зерен минералов. В центральной части ксенолитов зерна имеют исходный состав, по периферии наблюдаются обрастания минералами с повышенной железистостью, затекания расплава в межзерновое пространство, что приводит к разрушению лерцолитов. Базальтовые минералы представлены мелкими, размером до 30 мкм, идиоморфными зернами, расположенными хаотично, их состав отличается от минералов ранее приведенных ассоциаций.

Крупные (до 1–2 мм) зерна оливина извилистой формы отнесены к мегакристовой ассоциации. По составу они относятся к форстериту с содержанием NiO около 0.6 мас. %. Для крупных мегакристов характерна коррозия базальтовым расплавом и обрастание каймой более железистого оливина, у мелких зерен в результате взаимодействия изменился состав, в их составе повысилось содержание FeO относительно MgO, кроме этого, появились CaO и MnO. Вероятнее всего, захват мегакристов оливина произошел в верхней мантии. При транспортировке к поверхности базальтовым расплавом неравновесный с ним оливин подвергся коррозии и обрастанию.

Оливин лерцолитовой ассоциации по составу схож с мегакристовым оливином, образует округлые изометричные зерна размером до 1 мм. Находится в ассоциации с авгитом. В оливине обнаружено большое количество включений хромита, титаномagnetита. Центральная часть ксенолитов лерцолита имеет исходный облик, по периферии, в результате взаимодействия с базальтовым расплавом, зерна дезинтегрируются и обрастают более железистым оливином.

Размер мелких идиоморфных зерен базальтового оливина в основной массе породы не превышает 30–50 мкм. Его состав отличается повышенной железистостью (до 35 мас. % FeO). Его кристаллизация произошла непосредственно из базальтового расплава по мере остывания.

Мегакристовый пироксен не установлен, хотя в образцах наблюдались индивиды авгита до 1 см. Пироксен в лерцолитах представлен зернами авгита изометричной формы размером до 0.5 мм. В результате реакции с базальтовым расплавом авгит обрастает диопсидом. В основной массе вулканидов наблюдаются обильные микролиты диопсида. Морфологически они чаще всего имеют кристаллографически правильную удлиненную форму и кристаллизовались непосредственно из базальтового расплава.

Шпинель присутствует в виде изометричных зерен в ассоциации с оливином и пироксеном. По химическому составу и морфологическим особенностям выделяются два типа. В глиноземистой преобладает Al_2O_3 до 55 мас. %, FeO – до 30 мас. %, MgO – до 15 мас. %, меньше TiO_2 и Cr_2O_3 . В составе ульвошпинели FeO до 62 мас. % и TiO_2 до 25 мас. %. Зерна первого типа – изометричные мегакристы размером до 100 мкм. В результате взаимодействия с базальтовым расплавом некоторые из них обрастают реакционной каймой магнетита. Ульвошпинель наблюдается в виде мелких зерен на контакте с магнетитом. Ее образование связано с распадом твердого раствора высокотемпературного титаномагнетита.

Титаномагнетит образует зерна до 30 мкм неправильных очертаний. Он выделяется также в виде реакционной каймы по границам агрегатов шпинели. В результате распада высокотемпературного титаномагнетита по его периферии образуется ульвошпинель.

Хромит обнаружен в виде округлых зерен размером до 400 мкм. Зерна приурочены к лерцолитовым включениям, где находятся в ассоциации с оливином и пироксеном, а также образуют включения в оливине лерцолитов. По составу выделяются алюмохромит с содержанием Al_2O_3 до 56 мас. % и феррихромит. В результате взаимодействия с базальтовым расплавом на границе таких зерен образуется оторочка, в которой повышается содержание TiO_2 .

Мегакристовый ильменит образует изометричные зерна в лерцолитах в ассоциации с титаномагнетитом, слагающим периферию ильменит-магнетитовых агрегатов. Химический состав: TiO_2 48–54 мас. %, FeO 38–44 мас. %, немного Fe_2O_3 и MnO . Обнаружено несколько зерен, где ильменит обрастает титанитом и рутилом.

Мегакристовый апатит представлен округлыми изометричными зернами размером до 30 мкм. В составе отмечаются Ce_2O_3 до 10 мас. %, La_2O_3 до 4 мас. %, Pr_2O_3 до 1.2 мас. %, Nd_2O_3 до 4 мас. %, ThO_2 до 1.2 мас. %. Плагноклаз слагает основную массу микролитовых зерен базальтов андезинового состава непосредственно кристаллизовавшихся из базальтового расплава.

Кальцит в виде зерен неправильной формы заполняет миаролы, не содержит примесей, за исключением двух анализов, где присутствует MgO до 1.2 мас. %.

Закключение. В «вершинных» и «долинных» вулканитах района россыпи Нарын-Гол выделены три ассоциации минералов. Мегакристы в результате взаимодействия с транспортирующей базальтовой магмой подверглись коррозии, затекам расплава по трещинам, обрастанием минералами другого состава. В ксенолитах лерцолитов помимо оливина и пироксена зафиксированы шпинель, хромшпинель различного состава, титаномагнетит, также подвергшиеся дезинтеграции, коррозии и обрастанию. Кристаллизация собственно базальтовых минералов происходила непосредственно из базальтового расплава по мере его охлаждения. На основании полученных данных можно сделать вывод о том, что основная часть минералов россыпи – мегакристы, захваченные базальтовым расплавом в пределах верхней мантии и вынесенные на поверхность Земли.

Работа выполнена по государственному заданию ГИН СО РАН № АААА-А21-12101139 0003-9.

ЧАСТЬ 8. НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ, АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

М.О. Ким

ООО «Русское горно-химическое общество», г. Москва, Россия
mkim@brucite.plus

Брусит – уникальный источник магния

М.О. Kim

Russian Mining-Chemical Society Co., Moscow, Russia

Brucite – a unique Mg source

Abstract. The paper describes brucite, which is a unique source of Mg oxide. Brucite is a rock-forming mineral of the eponymous rocks, but unfortunately is poorly known even in a geological society. The world brucite resources are analyzed, the main deposits are briefly described including the large Kuldur deposit in Russia, and a broad economic potential of brucite is shown.

Введение. Брусит $\text{Mg}(\text{OH})_2$ – природная кристаллическая гидроокись Mg – породообразующего минерала одноименных пород с максимально возможной в природе концентрацией Mg. В нем скрыт гигантский потенциал, который становится все более востребован во всем мире и помогает решать глобальные проблемы рационального природопользования, а также энергоэффективности и энергосбережения. Хотя брусит нашел свое применение сравнительно недавно (лишь в 70-х годах XX в.), сейчас он активно используется в металлургии, сельском хозяйстве, целлюлозно-бумажной промышленности, изготовлении резин, композитных материалов и антипиренов, пищевой промышленности – там, где можно повысить качество жизни людей. В отличие от магнезита и других магнезиальных минералов, брусит, благодаря своим свойствам, используется в промышленности как в сыром, так и в переработанном виде – в виде порошков, полученных путем высокотемпературной обработки. Кроме того, брусит содержит меньшее количество примесей, поэтому для его термической обработки требуется меньше энергетических затрат.

Брусит – уникальное явление не только с точки зрения сырьевых ресурсов, широты применения, но и в научном геологическом смысле. В результате изучения месторождений выяснился удивительный факт возникновения при метаморфизме огромных тел чистых периклазитов, гидратировавшихся в анхимономинеральные бруситы. Промышленно-значимые месторождения являются гидротермально-метасоматическими, имеют прямую генетическую связь с магнезитами и образовались по ним в зонах контактового метаморфизма под воздействием гипабиссальных и субвулканических интрузий. Протяженность рудных тел в контактных ореолах измеряется сотнями метров, а их мощность составляет десятки метров.

Обзор мировых запасов брусита. В природе брусит широко распространен и содержится в разных типах горных пород в виде отдельных минералов или небольших залежей, однако в промышленном масштабе он практически не встречается. До открытия и разведки месторождений брусита на Малом Хингане (самые крупные из них – Кульдурское и Савкинское), в СССР были известны лишь мелкие линзы бруситов в метаморфизованных карбонатных породах на Байкале, Челябинской области (г. Сатка) и Якутии, а также в некоторых уральских

ких массивах гипербазитов, не представляющих промышленного интереса. Месторождения мономинеральных бруситов с промышленными запасами в мире в настоящее время известны в России, Китае, США и КНДР.

Официально подтвержденные и общедоступные данные о месторождениях и запасах брусита отсутствуют, а доступная информация содержит множество несоответствий. В связи с этим мировые запасы и ресурсы брусита невозможно оценить точно и достоверно. Однако по оценкам компании Industrial Mineral Forums & Research Ltd. [www.imformed.com] и данным ГК Brucite.plus [www.brucite.plus], мировые запасы брусита составляют не менее 78 млн т, из которых на Россию приходится 40 млн т (51.3 %), на Китай – 26 млн т (33.3 %), на США – 10 млн т (12.8 %) и на КНДР – 2 млн т (2.6 %). Крупнейшие в мире месторождения брусита – Савкинское и Кульдурское – с запасами 33 и 6 млн т брусита, соответственно, находятся в России. В Китае насчитывается около 13 месторождений, самые крупные из них включают месторождения Куандиан Лиаодонг (Kuandian Liaodong, 6 млн т) и Хуафенг (Huafeng, 3 млн т). Запасы крупного месторождения брусита Ван Хорн (Van Horn), Техас, США составляют приблизительно 7 млн т.

Добыча и основные проекты. По данным консалтинговой компании Wood Mackenzie, большая часть производственных мощностей по добыче брусита в мире приходится на Китай и Россию – их доли на рынке составляют 63.7 и 34.1 %, соответственно. Остальную часть рынка в размере 2.3 % занимают США. Информация о действующих проектах по разработке месторождений брусита представлена в таблице. В России в настоящее время только Кульдурское месторождение находится на стадии промышленной разработки с производственной мощностью 450 тыс. т бруситовой руды в год. После ввода в эксплуатацию Савкинского месторождения оно станет самым крупным разрабатываемым месторождением в мире. Производственные мощности месторождения Ван Хорн в США составляют 30 тыс. т бруситовой руды в год, однако по оценкам Wood Mackenzie, фактическая добыча не превышает 20 тыс. т в год.

Основной регион добычи брусита в Китае – провинция Ляонин, где насчитывается 13 действующих проектов, суммарная номинальная мощность которых составляет около 841 тыс. т бруситовой руды в год. Кроме того, добыча волокнистого брусита также ведется в провинциях Хэнань, Шэньси и Хэбэй, однако их объемы незначительны. Текущий уровень фактической добычи в Китае не поддается точной оценке из-за отсутствия официальной статистики. Однако по оценкам специалистов компании Industrial Mineral Forums & Research

Таблица

Действующие проекты по разработке месторождений брусита в мире

Компания	Страна	Месторождение	Местоположение	Номинальная мощность, тыс. т/год
ГК Brucite.plus	Россия	Кульдурское	Облученский район, Еврейский автономный округ	450
International Brucite Corporation	США	Van Horn	Штат Техас	30
Различные компании	Китай	В разработке 13 месторождений	Провинция Ляонин	841



Рис. 1. Вид на Кульдурское месторождение брусита.

Ltd., в последние годы объем производства значительно ниже уровня номинальных мощностей, поскольку на горнодобывающую деятельность негативно влияют ограничения, вводимые китайским правительством в рамках реализации экологической политики, направленной на снижение выбросов углекислого газа. В связи с этим некоторые производители вынуждены закрывать свои карьеры и рудники.

Кульдурское месторождение брусита. В начале 1960-х гг. перед Дальневосточным территориальным геологическим управлением (ДВТГУ) была поставлена задача создания в крае сырьевой базы для производства облицовочных материалов, как за счет выявления новых месторождений, так и переоценки ранее известных. В 1965 г. при поисковых работах на цветной мрамор в Облученском районе Еврейского автономного округа Б.А. Пелюховский выявил Кульдурское месторождение брусита, которое в 1966–1968 гг. было разведано и передано промышленности [Кузьмин, 1969ф]. Оно было освоено в кратчайшие сроки, что объясняется не только уникальной чистотой руд, но и благоприятным экономико-географическим положением (рис. 1), назревающей потребностью в таком сырье. Сегодня месторождение является единственным эксплуатируемым объектом высокомагнезиального сырья в России. Недропользователем выступает Группа компаний Brucite+.

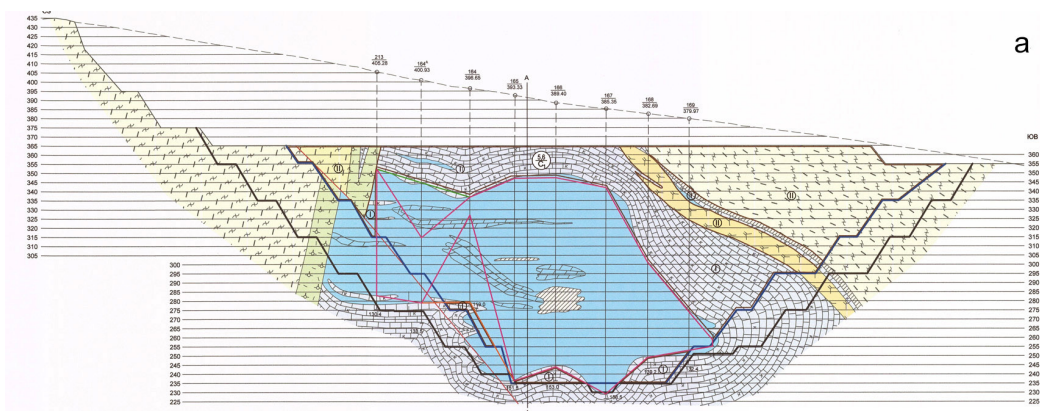
Формирование структуры месторождения связано с байкальским тектономагматическим циклом. Структура позднепротерозойского комплекса представляет собой серию складок северо-восточного направления. Месторождение приурочено к одной из них – синклинальной, запрокинутой на юго-восток. При складкообразовании породы игинчинской свиты полностью замкнулись вдоль нарушения северо-восточного направления, контролируемого дайкой диабазовых порфиритов, а магнезиально-карбонатные породы мурандавской свиты оказались «запечатанными» внутри пород игинчинской свиты. Фрагменты этого замыкания сохранились на северо-восточном и юго-западном флангах месторождения, на основной части месторождения замыкание не фиксируется, т. к. здесь породы игинчинской свиты и нижняя часть мурандавской эродированы. Внедрение палеозойских гранитов не исказило структуру месторождения. Под их влиянием произошел контактовый метаморфизм пород игинчинской и мурандавской свит и образование рудных залежей. Пострудные тектонические движения

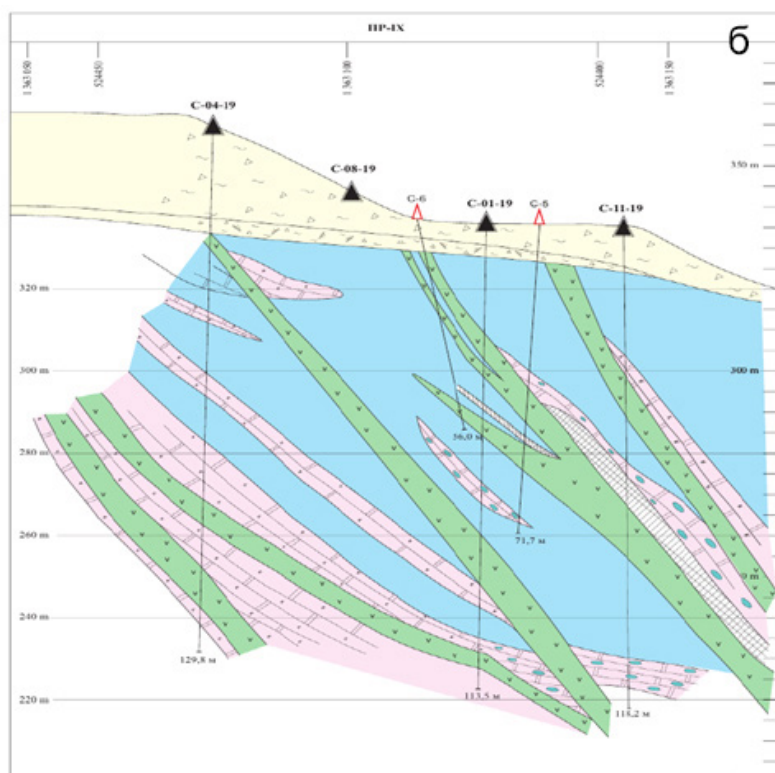
вызвали образование серии трещин и расколов северо-восточного, близмеридианального и близширотного простирания, по которым образовались дайки.

Кульдурское месторождение состоит из двух рудных залежей – Основной и Южной. Первая, слагающая собственно месторождение, приурочена к центральной его части. Длина выхода Основной бруситовой залежи на дневную поверхность – 430 м, ширина колеблется от 20–30 м до 200 м, общая протяженность залежи в плане по простиранию достигает 680 м, ширина – 350 м, на глубину брусит распространяется на 60–70 м в юго-западной части, на 20–30 м – в центральной и до 150 м – в северо-восточной. Нижняя граница залежи достигает здесь горизонта 220–230 м, а мощность перекрывающих ее кальцифиров и сланцев – до 80 м.

Основная залежь имеет сложную морфологию (рис. 2а). В плане она представляет собой линзообразное тело, вытянутое с юго-запада на северо-восток. Вмещающими породами по отношению к бруситам являются кальцифиры, магнезиты и скарноиды. Внутреннее строение залежи также сложное: характерно наличие в бруситах линз и прослоев кальцифиров, скарноидов, редко – офикальцитов. Все породы, слагающие месторождение, прорваны дайками бостонитов, диабазовых и андезитовых порфиритов, мощность которых изменяется в широких пределах (от первых сантиметров до 2–25 м). Наибольшее число прослоев, линз и даек приурочено к центральной части месторождения. На юго-западном и северо-восточном флангах месторождения состав залежи более однороден, однако и здесь отмечаются прослои и дайки указанных пород. Наиболее мощные пачки бруситов приурочены к центральной (осевой) части рудной залежи. На ее флангах и на глубину наблюдается разветвление залежи на несколько пачек с постепенным их выклиниванием и сменой бруситосодержащими, а затем карбонатно-магнезиальными породами. В северо-восточной части месторождения бруситы примыкают к дайке диабазовых порфиритов, ограничивающей месторождение с северо-запада. В юго-западной и центральной частях перед указанной дайкой происходит смена бруситов брусит-магнезиальными породами, а затем кальцифирами. В северо-восточной части месторождения бруситы постепенно сменяются брусит-магнезиальными породами, а затем магнезитами.

Южная залежь находится в 400 м к юго-востоку от Основной на левом берегу руч. Бруситового. Южная залежь в плане представляет собой вытянутое с юго-запада на северо-восток линзообразное тело протяженностью в плане 100–110 м, ширина выхода 40–45 м. На глубину залежь распространена на 150–160 м. Строение залежи сложное. Внутри отмечаются прослои и линзы кальцифиров и дайки диабазовых порфиритов, прорывающие все породы (рис. 2б). Бруситы залежи интенсивно серпентинизированы, что привело к резкому увеличению содержания в них вредных компонентов (CaO , SiO_2 , Fe_2O_3). В составе рудной залежи выделяются бруситы (брусититы), кальцифиры бруситовые, кальцифиры и скарноиды,





Условные обозначения

- Кора выветривания и зона выщелачивания
- Меловая система**
- Нижний отдел. Станиславская свита (K_{sf}). Порфиры, их туфы, лавобрекчии
- Верхний протерозой**
- Комплекс метаморфических пород**
- Муравская свита (PR_3m). Доломиты, линзы известняков, магнезиты и кальцифиры
- Брусит-магнезитовые породы
- Бруситы
- Скарноиды магнезиальные
- Ильянская свита (PR_3g). Серпентиновые сланцы, рассланцованные песчаники и алевролиты
- Раннемеловые субвулканические интрузии (KpK_1). Фельзиты
- Среднепалеозойский комплекс**
- Граниты порфировидные биотитовые (PZ_2)
- Дайки диоритовых и андезитовых порфиров (mPZ_2)
- Дайки бостонитов (mPZ_2)

Проекция запасов их категория и номер подсчетного блока:

- C_6 Балансовые запасы брусита I-III сортов
- C_{97} Балансовые запасы брусита IV-V сортов (верхние горизонты)
- C_{98} Балансовые запасы брусита IV-V сортов (нижние горизонты)
- C_{27} Забалансовые запасы брусита I-III сортов
- C_{51} Забалансовые запасы брусита IV-V сортов (верхние горизонты)
- C_{50} Забалансовые запасы брусита IV-V сортов (нижние горизонты)
- C_5 Запасы вмещающих пород, пригодных для производства строительного камня
- C_5 Запасы вмещающих пород, пригодных для производства строительного камня (по протоколу ГКЗ №158 от 28.05.93)
- 47 Скважина и ее номер
- 97 Скважина доразведки и ее номер
- Тектонические нарушения:
а) достоверные, б) предполагаемые
- Существующее положение уступов карьера и высотная отметка
- Контур карьера по ТЗО кондиций

Рис. 2. Геологические разреза Основной залежи по линии XXII (а) и Южной залежи по линии PR-IX (б).

офикальциты, брусит-магнезиальные породы, магнезиты, доломиты, диабазовые и андезитовые порфириты, граниты и вулканогенные породы.

Исходя из геологической приуроченности Кульдурского месторождения, выделены два основных критерия прогнозирования – литологический и метаморфический, что послужило отправной точкой при прогнозировании и постановки поисков других месторождений магнезита на Малом Хингане.

Области применения брусита. Брусит нашел применение в различных отраслях: от промышленности до сельского хозяйства. Магнезиальный флюс широко используется в конвертерном, электросталеплавильном и аглодоменном производствах. Он позволяет повысить качество выплавляемой стали и увеличить сроки службы футеровки конвертера, снижает себестоимость изготовления стали, улучшает экологичность производственных процессов. На основе брусита изготавливаются минеральные антипирены. Гидроксид Mg эффективно поглощает токсичные газы, выделяющиеся при горении, значительно снижая дымообразование. Он способен образовывать прочную защитную корку, препятствуя образованию горящих капель. Использование гидроксида Mg позволяет достичь самых высоких классов горения материалов. Брусит применяется в производстве ПВХ, HFFR кабелей, алюминиевых композитных панелей, битумных и ТПО кровельных мембран, инженерных пластиков.

В сельском хозяйстве брусит применяется для изготовления натуральных удобрений, кормовых добавок, антислеживателя, а также в производстве сложных удобрений типа NPK. На основе минерала изготавливают удобрения для листовой подкормки сельскохозяйственных культур, кроме того, Mg участвует в процессах корневого питания растений и улучшает свойства почвы. Брусит также активно применяется в производстве аммиачной селитры. Включенный в состав сложных удобрений компонент увеличивает их эффективность и нейтрализует избыточную кислотность в ходе производства, снижает слеживаемость и пористость удобрений, а также значительно увеличивает прочность гранул. В животноводческих хозяйствах брусит является пищевой добавкой в рационе крупного рогатого скота, свиней и кур-несушек.

Брусит способен эффективно обрабатывать и очищать сточные воды и дымовые газы от вредоносных примесей. Продукты на основе минерала применяются в виде концентрированной суспензии в процессах нейтрализации кислых стоков, осаждения тяжелых металлов, для снижения выделения сероводорода, снижения ХПК и фосфатов, сокращения объема и улучшения обезвоживания осадков сточных вод. При очистке дымовых газов в скрубберах он выделяет ценный побочный продукт – сульфат Mg.

Брусит – важный компонент производства резинотехнических изделий, шин, кабелей и др. В рецептуру галогенсодержащих каучуков всегда добавляется высокоактивный оксид Mg, который за счет высокой площади поверхности улавливает выделяющиеся кислоты, снижает скорость подвулканизации, что приводит к большей безопасности резиновой смеси в процессах переработки. Высокоактивный оксид Mg применяется в качестве загустителя для пасты SMC/BMC. В целлюлозно-бумажной промышленности натуральный экологически чистый брусит постепенно вытесняет токсичные компоненты. Так, гидроксид Mg заменяет каустическую соду и сульфат Mg в процессе щелочного отбеливания и кислородной делигнификации целлюлозы. Брусит не вызывает коррозии, безопасен для людей и окружающей среды.

Литература

Кузьмин В.С. Кульдурское месторождение брусита. Отчет о детальном геологоразведочных работах, проведенных на Кульдурском месторождении брусита в Хабаровском крае с подсчетом запасов по состоянию на 01.06.69 г., 1969ф.

www.informed.com. Industrial Mineral Forums & Research Ltd.

www.brucite.plus/

**Цеолитсодержащие породы Татарско-Шатрашанского месторождения
как носители терапевтических белков**

(научный руководитель д.г.-м.н. О.Н. Лопатин)

R.R. Islamova
Kazan Federal University, Kazan, Russia

**Zeolite-bearing rocks of the Tatar-Shatrashan deposit
as carriers of therapeutic proteins**

Abstract. The zeolite-bearing rocks of the Tatar-Shatrashan deposit are studied for their use as a carrier of medicinal substances using a model protein, serum bovine albumin. The influence of powder and granular form is reviewed. It is shown as a result that zeolite-bearing rocks of the deposit can be used as carriers of therapeutic proteins.

Цеолиты – водные каркасные алюмосиликаты щелочных и щелочноземельных металлов – являются хорошими сорбентами, обладают каталитическими, молекулярно-ситовыми свойствами и имеют широкое практическое применение. Это относительно новый тип полезных ископаемых. Цеолитсодержащие породы Республики Татарстан приурочены к меловым отложениям, развитым в пределах Дрожжановского района. Продуктивную толщу составляют турон-сантонские отложения, представленные мергельно-кремнистыми цеолитсодержащими породами. Цеолитовый минерал диагностируется как клиноптилолит [Тюрин, 2003].

В работе представлены результаты исследований цеолитсодержащих пород Татарско-Шатрашанского месторождения Республики Татарстан. Месторождение разрабатывается и является одним из крупнейших в России месторождений природных цеолитов, в границах которого сконцентрировано 13.3 % всех запасов природных цеолитов Российской Федерации. Цель работы – исследовать возможность применения цеолитсодержащих пород Татарско-Шатрашанского месторождения в качестве транспортеров лекарственных препаратов перорального применения.

Изучены образцы цеолитсодержащих пород, отобранных из трех скважин (Р-37, Р-42, А-1) в первой наиболее продуктивной толще месторождения на глубине 7–25 м. Образцы издроблены до гранул и порошка. Для визуализации структуры и определения размерности частиц была использована электронная микроскопия. Все образцы обладали неоднородной дисперсностью.

Для анализа возможности загрузки анионного белка использован сывороточный бычий альбумин – доминирующий белок плазмы крови крупного рогатого скота. Загрузка цеолитсодержащих пород белками проводилась в динамике до 72 ч при комнатной температуре из расчета 30 мл раствора белка в дистиллированной воде с концентрацией 300 мкг/мл на 3 г порошка/гранул цеолитсодержащих пород. Белок в растворе измерялся по поглощению при 280 нм благодаря присутствию в его структуре ароматических аминокислот, главным образом, тирозина и триптофана.

Эксперимент с загрузкой анионного белка в цеолитсодержащие породы показал, что как гранулированные, так и порошковые образцы цеолитсодержащих пород уже в течение 3 ч поглощают из раствора сывороточный бычий альбумин, при этом достигается загрузка на

уровне 70 % от общего содержания белка в растворе. Длительное время загрузки не внесло существенного вклада в поглощение белка [Исламова и др., 2022].

Анализ выхода из незагруженных цеолитсодержащих пород соединений, поглощающих при 260 нм, продемонстрировал увеличение поглощения раствора с течением времени [Исламова и др., 2022]. Измерения оптической плотности при этой длине волны показывают поглощение соединений нуклеотидной природы. Следовательно, можно судить о наличии в цеолитсодержащих породах отрицательно заряженных ионов простых органических соединений. Это могут быть морские организмы с кремнистым скелетом – диатомовые водоросли, кремнистые губки и др., которые участвовали в формировании самих цеолитов.

В ходе следующего эксперимента, выполненного с целью удаления органических соединений, исследование проведено с двумя вариантами образцов. Первый представлял собой контрольный, необработанный образец цеолитсодержащей породы, а второй – прошедший термическую обработку при 500 °С в течение часа. Оба варианта промывали спиртом для удаления возможных примесей и высушивали при комнатной температуре. По 2 г каждого образца заливали 20 мл дистиллированной воды и инкубировали при интенсивном перемешивании в течение 2 ч. Измерения проводили на спектрофотометре при длине волны 260–280 нм, характерной для поглощения ароматических кислот и нуклеотидов. Результаты показали, что цеолитсодержащие породы, прошедшие термическую обработку, как и предполагалось, имеют низкое содержание органических веществ. Это значит, что прокаливание при высоких температурах позволяет избавиться от большого количества органических соединений. Гранулированные образцы цеолитсодержащих пород содержат меньше органики, нежели порошковые, вне зависимости от прокаливания. Судя по всему, из разрушенной структуры породы порошковых видов, органические вещества вымываются быстрее и легче, чем из гранулярных. Значительное влияние оказывает и площадь поверхности, соприкасающейся с жидкостью (в нашем случае с дистиллированной водой). У гранулярного вида она меньше, что позволяет оставаться органике дольше внутри породы. Это позволяет нам сделать вывод о большей эффективности использования порошковых образцов цеолитсодержащих пород в дальнейших исследованиях в качестве носителя терапевтических белков.

Адсорбционная емкость цеолитсодержащих пород рассчитывалась по формуле $A = [(C_n - C_k)/m] \cdot V$ [Пирузян и др., 2008], где C_n – начальное содержание белка в растворе, мкг/мл; C_k – конечное содержание белка в растворе, мкг/мл; m – навеска сорбента, мкг; V – объем раствора белка, мл. Расчет показал, что порошковые и гранулярные фракции образцов практически не отличаются по емкости. Частицы гранулярной фракции имели преобладающие размеры >1 мкм, а порошковой фракции – <1 мкм, при этом обе фракции были гетерогенными, вследствие чего различия в адсорбционной емкости были нивелированы [Исламова и др., 2022].

Таким образом, исследование показало реальные перспективы использования цеолитсодержащих пород в качестве носителей терапевтических белков лекарственных препаратов перорального применения. Цеолиты не канцерогенны, не токсичны, не радиоактивны, что важно при использовании их в медицине. Эксперименты показали, что вне зависимости от размерности, цеолитсодержащие породы уже в течение 3 ч поглощают 70 % белка из раствора. Термическая обработка существенно снизила наличие органики.

Работа выполнена совместно с кафедрой микробиологии ИФМИБ КФУ. Автор выражает благодарность за помощь в лабораторных исследованиях Г.Ю. Яковлевой, за научные консультации – О.Н. Ильинской.

Литература

Исламова Р.Р., Яковлева Г.Ю., Тюрин А.Н., Ильинская О.Н., Лопатин О.Н. Цеолиты Татарско-Шатрашанского месторождения как носители модельного альбумина для перспективной адсорбции терапевтических белков // Записки РМО. 2022. Т. 151. № 1. С. 105–113.

Пирузян А.В., Боковикова Т.Н., Найденов Ю.В. Адсорбция белка на природных сорбентах // Электронный научно-технический журнал «Физико-химический анализ свойств многокомпонентных систем». 2008. Вып. 6. <https://fh.kubstu.ru/fams/issues/issue06/st0630.pdf>

Тюрин А.Н. Минералого-литологическая характеристика цеолитсодержащих пород Татарско-Шатрашанского месторождения. Дис. на соиск. канд. геол.-мин. наук. Казань, 2003. 209 с.

О.Г. Резникова, С.А. Блинова

*Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия
blinovasvetlana200@yandex.ru*

Закономерности изменения содержания MgO в доломитах участка Бигильдинский (Липецкая область)

O.G. Reznikova, S.A. Blinova

Voronezh State University, Voronezh, Russia

Variations in MgO content of dolomites of the Bigildinsky site (Lipetsk region)

Abstract. The correlation between CaO, MgO and SiO₂ contents in various lithological rock types in borehole 1619 of the Dankovskoe dolomite deposit is studied, which will allow us to develop a method for planning the quality of the final product.

При разработке карьера Бигильдинский Данковского месторождения доломитов в Липецкой области компанией АО «Доломит» отсутствует возможность качественного планирования химического состава готовой продукции, т. к. минеральный состав пород и закономерности изменения химического состава на участке Бигильдинский не изучались.

Данковское месторождение находится в центральной части Восточно-Европейской платформы в северо-восточном крыле Воронежской антеклизы на левом берегу р. Дон. Месторождение является крупнейшим в России по разведанным запасам [Сычева, 2018]. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения плавского и озерского горизонтов верхнего девона в виде пластов 0.5–25.0 м. Залегание доломитов горизонтальное. Подошва полезной толщи относительно ровная, кровля часто эрозионно-карстовая. Мощность полезной толщи, в среднем по месторождению, составляет 20–22 м. Доломиты составляют около 15 % от всего объема фаменских отложений и тяготеют к верхам яруса [Резникова Блинова, 2021].

Месторождение условно разделено на четыре участка: Центральный и Бигильдинский (разрабатываются карьерами), Западно-Золотухинский и Золотухинский.

Исследования проводились на горизонте +130 м в карьере Бигильдинский, продуктивные толщи в котором меньшей мощности и сильно дифференцированы по химическому составу в отличие от пород карьера Центральный.

Химический состав доломитов в скважине № 1619, %

Индекс свит	Глубина, м от:	CaO	MgO	SiO ₂
D ₃ os _I	14.1	28.01	18.87	7.26
	16.00	29.40	19.78	4.02
	17.00	34.28	16.95	3.14
D ₃ kd _V	19.20	39.11	13.72	3.18
D ₃ kd _{IV}	21.90	36.88	15.37	1.3
D ₃ kd _{III}	23.70	36.02	16.38	1.2
D ₃ kd _{II}	25.50	41.07	11.87	1.88
D ₃ tr _{IV}	31.00	29.40	19.89	3.68
D ₃ tr _{VIII}	32.00	32.54	19.21	1.48
D ₃ tr _{VIII}	33.00	33.40	18.87	1.4

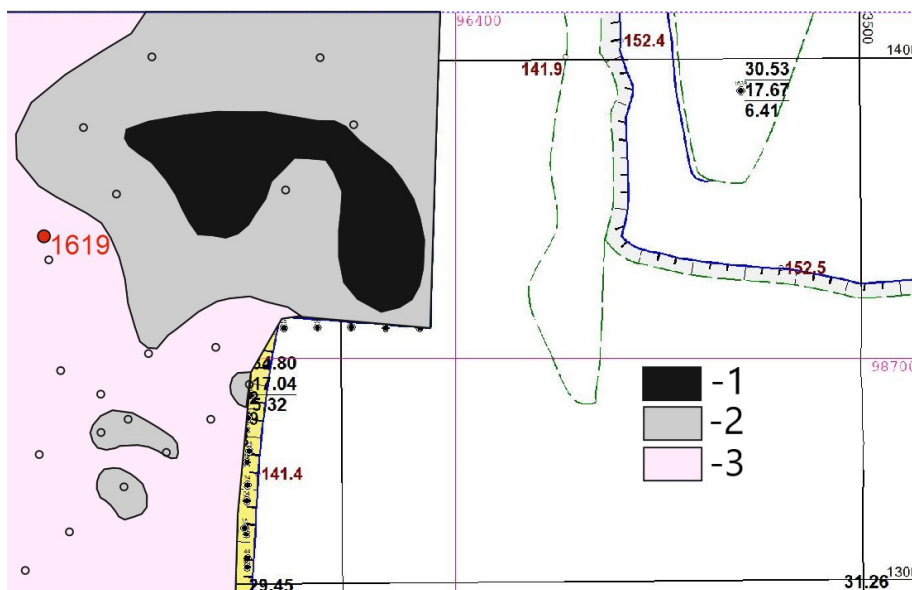


Рис. 1. Карта-схема с изолиниями распределения MgO в доломитах карьера Бигильдинский на горизонте +130 м. Содержание MgO: 1 – >18 %; 2 – 17–18 %; 3 – 16–17 %.

Ведущим признаком для определения качества доломита является массовая доля оксида магния (MgO, %). Для установления зависимости химического состава пород от литотипа доломитов изучен материал из разведочной скважины № 1619, в которой были проанализированы породы по 12 интервалам, и шлам взрывных скважин при отработке блока компанией АО «Доломит» [Блинова, 2022] (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 вес 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. Химический состав проанализирован титриметрическим методом.

0	pd IV	Почвенно-растительный слой, чернозем
2	pr II - III	Суглинок коричнево-серый, плотный, умеренно пластичный, слабо песчаный, лепкий
4	glldn	Глина светло-коричневая, плотная, умеренно-пластичная, сильно запесоченная, с включениями зеленокаменных пород, редко зерен кварца
6	glldn	Глина светло-коричневая, плотная, умеренно-пластичная, песчаная, с включениями зеленокаменных пород и мелкими зернами кварца
8	glldn	Глина коричнево-серая, плотная, умеренно-пластичная, слабо-песчаная, с редкими обломками зеленокаменных пород и песчаников
10	glldn	Глина серовато-коричневая, плотная, умеренно-пластичная, песчаная, сильно ожелезненная с единичными гравичными зернами кварца
12	glldn	Глина темно-серая, плотная, умеренно-пластичная, запесоченная
14	D3 osll	Глина карбонатная, мергелеподобная, зеленовато-желтая, плотная, комковатая участками тонкоплитчатая, слабо ожелезненная, с включением обломков доломита, размером 1-2 см.
16	D3 osl	Доломит желтовато-серый, тонко- и мелко-кристаллический, плотный, тонкокристаллический (2-5 см), участками разрушен до щебня размером 4-5 см. В интервалах: 14,7- 14,8 м, 15,7- 15,8 м глина темно-коричневая, слабо запесоченная, в интервале 15,4-15,5 м обломки кремня. Столбики высотой до 15 см.
18	D3 osl	Доломит светло-серый, тонкокристаллический, плотный, полосчато-пятнистой текстуры за счет ожелезнения, трещиноватый. Керна представлен столбиками высотой 10-15 см.
20	D3 kd v	Доломит известковый, темно-серый, мелкокристаллический, крепкий, плотный. Керна в виде столбиков высотой до 15 см.
22	D3 kd III- Iv	Доломит коричнево-серый, мелкокристаллический, плотный, крепкий, с гнездами и прожилками кальцита. Керна столбиками 10-15 см.
24	D3 kd II	Доломит известковый, коричнево-желтый, мелкокристаллический, плотный, участками пористый, неравномерно кавернозный. Керна столбиками 10-15 см, в интервалах 26,8-27,2 и 27,8-28,0 м - щебень слабо глинистый.
26	D3 kd I	Доломит слабо глинистый, серовато-желтый, тонкокристаллический, массивный, неравномерно-кавернозный. Керна столбиками высотой до 10 см.
28	D3 tr Iv	Доломит кварц-алевритистый, тонкокристаллический, массивный, слабоожелезненный. Керна столбиками до 5-7 см. В интервале 30,8-30,9 м глина грязно-зеленого цвета, мергелеподобная
30	D3 tr Iv	Доломит слабо глинистый, зеленовато-серый, тонкокристаллический, плотный, массивный, с мелкими пустотами выщелачивания. Керна столбиками высотой 10-20 см.
32	D3 tr VIII	Доломит коричнево-кремовый, тонко-кристаллический, прослой до 5-7 см, крепкий, с ходами илоедов. Керна столбиками высотой 5-15 см.
34		
36		

Рис. 2. Литологическая колонка скважины № 1619. По шкале слева – глубина скважины, м.

По химическому составу шлама (взрывные скважины разбурены по сетке 10×10 м) составлена карта-схема блока, отражающая качественный состав доломитов в отработываемом уступе. Изолинии (рис. 1) выделены по следующим критериям: высоко продуктивное сырье – содержание $MgO > 18\%$, продуктивное сырье – $MgO 17-18\%$, низкопродуктивное – $MgO 16-17\%$, непродуктивное – $MgO < 16\%$. На высокопродуктивное и продуктивное сырье на участке приходится около 45 % доломитов, на низкопродуктивное – 55 %.

По данным анализа химического состава доломитов из разведочной скважины № 1619 (табл.) удалось установить закономерность изменения химического состава от литологического типа пород. В разрезе видна обратная сильная зависимость между содержаниями CaO и MgO (коэффициент корреляции -0.94). Содержание вредной примеси SiO_2 умеренно зависит от содержания CaO (коэффициент корреляции -0.62) и слабо зависит от содержания MgO (коэффициент корреляции 0.34). Повышенное содержание CaO отмечается в известковых и кальцитизированных доломитах. Доломиты с непродуктивным содержанием MgO приурочены к кудеяровской свите (D_3kd), а также озерской (D_3os , в интервале от 17.0 м) и тургеневской (D_3tr , в интервале 30.1–31.0 м) свитам на контакте с кудеяровской (рис. 2).

При увеличении содержания MgO в доломитах озерской свиты (D_3os) в интервале 14.4–17.0 м уменьшается содержание CaO , а в тургеневской (D_3tr) в интервале 31.0–35.2 м – уменьшаются содержания SiO_2 .

Таким образом, изученная зависимость содержаний CaO , MgO и SiO_2 от литологического типа пород в скважине № 1619 позволит разработать методику планирования качества готовой продукции.

Литература

Блинова С.А. К вопросу об изменении состава доломитовой муки в техногенных отвалах карьера «Центральный» (Липецкая область) // Геология, геодинамика и минерагения докембрийского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Воронеж: ВГУ, 2022. С. 56–58.

Резникова О.Г., Блинова С.А. Особенности состава доломитов Данковского месторождения, Липецкая область // Металлогения древних и современных океанов-2021. Сингенез, эпигенез, гипергенез. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2021. С. 159–162.

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.

Е.В. Кислов

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

evg-kislov@ya.ru

Минеральный состав и генезис аподоломитового нефрита Кавоктинского месторождения, Средне-Витимская горная страна: залежь 1 участка Прозрачный

E. V. Kislov

Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Mineral composition and genesis of dolomite nephrite, Kavokta deposit, Central Vitim Mountains: ore body 1 of the Prozrachny area

Abstract. Information about the Kavokta deposit of dolomite-type nephrite in the Central Vitim Mountains and its ore body no. 1 of the Prozrachny are is given. Nephrite is characterized by a variety of structures and textures. The high content of F of nephrite is related to the presence of abundant fluorapatite and fluorophlogopite. The intense green color of nephrite is explained by the presence of Fe in tremolite and a black color is related to its transition to actinolite in contact areas with amphibolite. The formation of nephrite includes several stages: replacement of dolomite by diopside, diopside by tremolite, prismatic tremolite by fibrous tremolite, and tremolite by chlorite. Tremolite can locally replaces directly dolomite. Granites provide heat for metasomatic processes. The role of metamorphism is reduced to tectonic fragmentation, which facilitates the penetration of fluids, and stress, which provides a nephrite tangled-fibrous cryptocrystalline texture.

Кавоктинское – наиболее крупное месторождение аподоломитового нефрита России: на 01.01.2022 запасы по C_2 составили 346.81 т. В 2021 г. добыто 70.36 т или 28.58 % добычи нефрита России. Месторождение выделяется высоким качеством нефрита. Светлоокрашенный нефрит в бассейне р. Кавокта найден в 1983 г. при поисковых работах экспедицией «Байкал-кварцсамоцветы» на нефрит в районе нижнего течения р. Ципа. Первый аллювиальный валун нефрита обнаружил Ю.С. Вепрев. В.И. Стругов и В.Я. Беляев выявили и оконтурили ореол распространения валунов нефрита в русловых отложениях р. Кавокта. В 1984 г. В.И. Струговым и Н.В. Секериной найдены коренные выходы. В 1984–1993 гг. в бассейне верхнего течения р. Кавокта разведано коренное Кавоктинское месторождение с участками Прозрачный и Медвежий, переданное для отработки в 1994 г. С 2007 г. семейно-родовой эвенкийской общиной «Дылача» проводилась добыча с эксплуатационной разведкой. АО «Забайкальское горнорудное предприятие» с 2014 г. ведет геологоразведочные работы и эксплуатацию [Гомбоев и др., 2017]. В 2021 г. поставлены на баланс запасы Левобережного участка.

Эта работа посвящена геологической обстановке, минеральному составу и особенностям формирования нефрита месторождения на примере залежи № 1 участка Прозрачный.

Площадь месторождения сложена гранитами, диоритами 1-ой фазы позднепалеозойского витимканского комплекса. В меньшей степени проявлены небольшие тела лейкокраповых гранитов 2-ой фазы. В гранитах залегают ксенолиты сложной формы, останцы в провисах кровли пород талалинской толщи (ранее – суванихинской свиты), как сейчас считается, нижнего протерозоя. Они представлены метапесчаниками, кристаллическими сланцами, амфиболитами, доломитовыми мраморами. Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Полная метасоматическая зональность: доломитовый мрамор – кальцифир – кальцит-тремолитовый скарн с нефритом – эпидот-тремолитовый скарн – амфиболит или диорит. Чаще наблюдаются сокращенные варианты зональности.

На месторождении выделено три участка, состоящих из шести нефритоносных зон. Участок Прозрачный на северо-западе месторождения включает нефритоносные зоны 1 и 2. Нефритоносная зона 1 субширотного простирания находится на южном фланге участка и объединяет залежи № 1, 4, 9. Залежь № 1 – это нефритовое тело с тектоническими контактами сложной морфологии с пережимами, раздувами в районе контакта доломитовых мраморов с эпидотизированными амфиболитами. Длина залежи составляет 15 м, мощность – 0.2–2.8 м, падение крутое на юго-запад под углом 60–70°. Вскрыта на глубину 15 м. На глубине выявляется сложная пропеллереобразная морфология за счет изменения углов падения от 20 до 65° [Гомбоев и др., 2017].

Доломитовые мраморы слагают небольшие тела удлиненной и сложной формы. Это белые, светло-серые, средне-крупнозернистые породы с массивной, участками полосчатой текстурой. Состоят они из доломита (50–60 %) и кальцита. В скарнированных мраморах отмечается до 5 % форстерита, диопсида, тремолита и серпентина.

Амфиболиты пространственно тяготеют к телам доломитовых мраморов. Они представляют полосчатые и пятнистые зеленоватые породы, сложены крупными призматическими зернами роговой обманки и таблитчатыми – плагиоклаза. В незначительных количествах присутствует магнетит, микроклин, хлорит, титанит. Вторичные изменения выражаются в замещении амфибола эпидот-клиноцоизитовым агрегатом, хлоритизации, актинолитизации, соссюритизации.

Вмещающие ксенолит гранитоиды витимканского комплекса представлены порфировидными и крупнозернистыми слабо гнейсовидными разностями.

Кальцит-тремолитовые скарны, продуктивные на нефрит, представлены узкими зонами мощностью до 3–4 м. Распространены относительно простые линзо- и жилообразные формы тел различной протяженности и мощности, как правило, с прямолинейными контактами, выдержанным падением на глубину. Кальцит-тремолитовые скарны – белые массивные, полосчатые, пятнистые скрытокристаллические породы, сложены агрегатом тонкозернистого, тонколучистого кальцита и микроволокнистого тремолита.

Распределение нефрита в скарнах неравномерное. Наиболее характерна прожилковая и линзовидная форма обособлений нефрита мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров с постепенными переходами к кальцит-тремолитовым скарнам. Более крупные обособления нефрита обычно имеют тектонические контакты с кальцит-тремолитовыми скарнами, часто с зеркалами скольжения, вдоль которых развивается длинноволокнистый тремолит. Окраска нефрита серовато-белая, светло-салатная, серовато-салатная до зеленой и серовато-медовой (бурой). Просвечиваемость от 1 до 5 см. Две системы крутопадающих трещин субширотного и северо-западного простирания разбивают нефрит и вмещающие породы на плоскопараллельные блоки толщиной 5–15 см и длиной 70–80 см.

Минеральный состав 16 образцов керна залежи № 1 изучен в шлифах под петрографическим микроскопом «ПОЛАМ Л-213» и аншлифах на СЭМ LEO-1430VP с ЭДС INCA Energy 350 (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Структура нефрита в шлифах разнообразная часто с участками разных структур в одном шлифе: фибробластовая до гранонематобластовой, микроволокнистая до спутанно-микроволокнистой, радиально-лучистая, метельчатая, реликтовая до псевдоморфной. Текстура пятнистая, неоднородная, беспорядочная, реже массивная, сланцеватая, реликтовая решетчатая.

Установлено 25 минералов. Реликтовые минералы доломитов и амфиболитов: алланит, доломит, хроммагнетит, титанит, скаполит (мейонит), циркон, эпидот. Метасоматические минералы донефритовой стадии: диопсид (корродированные реликты), форстерит. Метасоматические минералы нефритовой стадии: апатит (отмечены включения кальцита), кальцит I (отмечены включения тремолита и фторапатита), тремолит, флогопит. Минералы гидротермальной стадии: ангидрит, барит, галенит, молибденит, пирит, сфалерит, флюорит, шеелит. В сульфидах за редким исключением не фиксируются изоморфные примеси, что говорит об их низкотемпературном происхождении. Минералы вторичных изменений: кальцит II, пренит, романешит (?), серпентин, хлорит.

Широкое развитие фторфлогопита и фторапатита объясняет отмечавшиеся ранее высокие содержания F в аподоломитовом нефрите. Редкие мелкие зерна флюорита не могут обеспечить этот феномен.

В образцах нефрита установлено следующее содержание FeO: серовато-салатные – 0.00–1.45 % (обр. 550101) и 0.00–4.64 % (обр. 519703), серовато-зеленые – 0.78–1.24 % (обр. 915902) и 0.82–3.91 % (обр. 916202), в черном участке образца – до 14.23 %. Зеленая окраска определяется примесью Fe в тремолите: по мере увеличения содержания Fe тон становится насыщеннее [Гомбоев и др., 2017]. Черная окраска нефрита в образце 916202 объясняется высоким содержанием Fe из-за близкого контакта с амфиболитом: только этот образец содержит титанит и хроммагнетит. Черный участок сложен тремолитом и актинолитом с крайне неравномерным распределением Fe.

Формирование нефрита, судя по взаимоотношениям минералов, проходит в несколько стадий. Первоначально доломит на прогрессивной стадии с участием кремнезема из амфиболитов замещается диопсидом. На регрессивном этапе диопсид при участии магния и кремнезема из амфиболитов замещается агрегатом тремолита. В другом варианте диопсид замещается кальцит-тремолитовым скарном с участием углекислоты. При этом кальцит скарна также может замещаться тремолитом с образованием нефрита: кремнезем заимствуется из амфиболита, магний – как из амфиболита, так и из доломита. В некоторых образцах не устанавливаются реликты диопсида или псевдоморфозы по нему. В этом случае предполагается, что замещение диопсида прошло полностью, либо тремолит образовался непосредственно из доломита. Исходный призматический тремолит далее замещается спутанно-волоконистым с образованием нефрита. При регрессивном процессе тремолит замещается хлоритом и кальцитом с привнесением глинозема из амфиболита. Роль гранитов сводится к региональному повышению температуры, обеспечивающему метасоматические реакции. Непосредственное участие в метасоматозе не гранита, а амфиболита, содержащего больше Fe, определяет разнообразие цветовой гаммы нефрита. Роль метаморфизма сводится к тектоническому дроблению, облегчающему проникновение флюидов, и стрессу, обеспечивающему спутанно-волоконистую скрытокристаллическую текстуру нефрита.

Таким образом, высокие содержания F в аподоломитовом нефрите залежи № 1 участка Прозрачный Кавоктинского месторождения аподоломитового нефрита в Средне-Витимской горной стране объясняются присутствием фторапатита и фторфлогопита. Интенсивность зеленой окраски нефрита обусловлена примесью Fe в тремолите, черная окраска – развитием

актинолита в участках контакта с амфиболитом. Приведена модель формирования нефрита, которая включает развитие диопсида по доломиту, замещение диопсида тремолитом и призматического тремолита спутанно-волокнистым тремолитом. В отдельных случаях тремолит развивается по доломиту. В дальнейшем тремолит замещается хлоритом. Граниты обеспечивают теплом метасоматоз. Участие в образовании нефрита амфиболита определяет разнообразие цветовой гаммы нефрита. Метаморфизм вызывает тектоническое дробление, облегчающее проникновение флюидов, и стресс, обеспечивающий спутанно-волокнистую скрытокристаллическую текстуру нефрита.

Автор признателен за предоставленные материалы АО «Забайкальское горнорудное предприятие» А.П. Суздальницкому и Е.В. Раевской, выполнение анализов – Е.А. Хромовой, Е.В. Ходыревой. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

Литература

Гомбоев Д.М., Андросов П.В., Кислов Е.В. Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита: условия залегания и особенности вещественного состава // Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 44–50.

И.С. Гончарук¹, Е.В. Кислов^{1, 2}, В.В. Вантеев²

¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Россия
goncarukirina993@gmail.com

² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Состав аподоломитового нефрита Воймаканского месторождения, Средне-Витимская горная страна

I.S. Goncharuk¹, E.V. Kislov^{1, 2}, V.V. Vanteev²

¹ – Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

² – Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Composition of dolomite-type nephrite of the Voymakan deposit, Central Vitim Mountains

Abstract. Nephrite from the Voymakan deposit, Central Vitim Mountains, is studied. It meets the current technical requirements in terms of quality and possibility of using it as a semiprecious stone. Nephrite formed at the contact of dolomitic marbles and amphibolites as aggregates in the bodies of calcite-tremolite skarns. Minerals of relic, metasomatic pre-nephrite and nephrite and regressive assemblages are identified. Two generations of tremolite are recognized. It is proposed to use diopsidite with nephrite veins as a semiprecious stone. Intensity of green color of nephrite is related to an increased Fe₂O₃ content.

Воймаканское месторождение находится в Средне-Витимской горной стране на территории Баунтовского эвенкийского района Бурятии. Месторождение найдено в 1981 г. геологами экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» под руководством А.П. Секерина. При проведении рекогносцировочных маршрутов в среднем течении р. Ципа среди элювиально-делювиальных глыб гранитов и мраморов были обнаружены кальцит-тремолитовые скарны. На месторождении проводилась несанкционированная добыча. В 2012 г. ЗАО «МС Холдинг» получило

лицензию на геологическое изучение, разведку и добычу нефрита, но научные исследования работы до сих пор не проводились. Цель данной работы – изучение качественных характеристик, вещественного состава и особенностей формирования нефрита месторождения.

На площади месторождения развиты метаморфические породы суванихинской свиты (талалинской толщи) раннего протерозоя, граниты палеозойского витимканского комплекса, мезозойские тела габбро и диоритов и четвертичные отложения.

Метасоматические изменения с образованием нефритонесных зон развиты вблизи контактов мраморизованных доломитов и амфиболитов. В амфиболитах метасоматические изменения выражаются в существенном увеличении содержания эпидота, клиноцоизита, появлении тремолита и хлорита. Метасоматические изменения в карбонатных породах проявлены сильнее с образованием кальцит-тремолитовых скарнов с нефритом. Кальцит-тремолитовые скарны – белые массивные и сланцеватые мелкокристаллические породы. Распределение и содержание нефрита в них неравномерное. Наиболее характерна прожилковая, линзовидная, гнездовидная и желвакообразная форма нефритовых обособлений мощностью от миллиметров до нескольких десятков сантиметров с постепенными переходами к кальцит-тремолитовым скарнам.

На Воймаканском месторождении нефрит имеет преимущественно бледно-зеленую (светло-салатную), зеленую (салатную) и серовато-зеленую окраску. Просвечиваемость по краю штуфа от 1 до 5 см. Твердость 6.0–6.5 по шкале Мооса. Удельный вес 2.94–2.95 г/см³. Блеск матовый, излом раковистый или занозистый. Содержание сортового нефрита по пробам 5–50 %, среднее содержание по залежам – 3.1–5.2 %. Полировку принимает совершенную с зеркальным блеском. Дефекты: трещиноватость, тонкая рассеянная примесь скарна, пленки кальцита, гидроксидов железа и марганца.

Нефрит (десять образцов), контактовые и вмещающие породы (пять образцов) изучены в шлифах под петрографическим микроскопом «ПОЛАМ Л-213» и аншлифах на СЭМ LEO-1430VP с ЭДС INCA Energy 350 (аналитик Е.В. Ходырева). Химический состав образцов проанализирован на спектрофотометре UNICO 1201 и атомно-абсорбционном спектрофотометре SOLAAR-6M. Анализы выполнены в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ).

Амфиболиты сложены крупными удлиненно-призматическими кристаллами тремолита, интерстиции между которыми заполнены серпентином, в подчиненном количестве крупные кристаллы эпидота, в том числе церийсодержащего, иногда с включениями циркона, зерна титанита, в том числе фтор-глиноземистого, гидроциркона и циркона с включениями бадделеита, кальцита, диопсида, фторapatита и хлорита. Доломит гранобластовой структуры состоит из тонкозернистого доломита с удлиненными агрегатами кальцита, редкими изометричными агрегатами хлорита и зернами фторapatита. Отмечены сростки барита с барито-целестином и галенита с халькопиритом, а также англезит, бадделеит и рутил. Кальцит-тремолитовые скарны состоят из тонколучистого кальцита и скрытокристаллического спутанно-волокнутого тремолита.

Нефрит месторождения характеризуется массивной, реже сланцеватой текстурой и скрытокристаллической, спутанно-волокнутой (фибробластовой) структурой. Среди минералов преобладает тремолит двух генераций: гипидиоморфные изометричные призматические зерна более крупных размеров и скрытокристаллические спутанно-волокнустые агрегаты, замещающие тремолит первой генерации. Большинство изученных образцов нефрита присутствовали на контакте с амфиболитами. Лейсты и игольчатые кристаллы тремолита первой генерации наиболее характерны для приконтактных частей тел нефрита.

Реликтовые минералы доломита или амфиболита – алланит, доломит, магнетит, уранинит, титаносиликат РЗЭ, магнезия и кальция (?), фторapatит, циркон. Минералы донефритовой метасоматической стадии – корродированные призматические зерна диопсида, реже его тон-

козернистые агрегаты, кварц, форстерит. Минералы нефритовой метасоматической стадии – тремолит, кальцит. Минералы регрессивной стадии – тальк, замещающий тремолит, кальцит, хлорит, серпентин, самородные серебро и медь, бронза, ванадинит, вульфенит, марганцевый минерал с барием и свинцом в трещине – голландит (?), уранофан.

Интересны своеобразные диопсидиты с прожилками нефрита. Диопсид светло-бежевый, цвета слоновой кости, неравномернозернистый – иногда зерна достигают 2 см в сечении. Диопсидит содержит кальцит, кварц, иногда выполняющий интерстиции, фторапатит, тальк, корродируется тремолитом, замещающимся хлоритом. Порода обладает декоративностью – диопсидит цвета слоновой кости содержит мелкие линзы и разнообразные прослоны серого, салатного и светло-бурого нефрита, зеркально полируется, может использоваться для резьбы многоцветных изделий или инкрустаций.

Тремолит в амфиболите более железистый, содержит больше Al, часто Na, а в нефрите – маложелезистый, иногда содержит Cl, чаще и в больших количествах – F. Диопсид маложелезистый, редко устанавливаются небольшие количества Al, Mn, Na, в амфиболите их содержания выше. Апатит во всех породах высокофтористый (4.3–6.3 % F), в двух образцах нефрита из скважины 16 содержание As_2O_5 составляет 0.84–6.49 %. Реже присутствуют примеси Se и S. Редко обнаруживается гидроксилapatит с небольшим содержанием Cl. Кальцит в доломите не содержит примеси, в амфиболите содержит Mg, в нефрите – Mg, реже Mn. Хлорит в доломите более магнезиальный, чем в амфиболите и нефрите, и содержит небольшие примеси Fe и Ca. Серпентин и титанит в амфиболите характеризуются небольшими примесями Al и Fe, серпентин в нефрите – примесями Al и Ca. Тальк обнаружен только в нефрите, маложелезистый, присутствует примесь Ca, реже – Al. Циркон в амфиболите содержит Hf. Эпидот обнаружен только в амфиболите, алланит – в амфиболите и нефрите. Уранинит в нефрите обладает значительной примесью Th и небольшой – Pb. Бронза содержит 7.30–53.65 % Sn.

Считается, что окраска нефрита определяется содержанием железа и отношением двух- и трехвалентного железа. По мере увеличения содержания суммарного железа в валовых пробах нефрита окраска изменяется от бурой до светло-салатовой: 0.28 мас. % $Fe_2O_{3\text{общ}}$ в буром, 0.34 мас. % – в белом с желтоватым оттенком, 0.41 мас. % – в белом с салатным оттенком и 0.66 мас. % – в светло-салатовом. Этот эффект связан с содержанием именно двухвалентного железа: <0.10 мас. % FeO – в белом с желтоватым оттенком, 0.24 мас. % – в буром, 0.28 мас. % – в белом с салатным оттенком и 0.44 мас. % в светло-салатовом. Увеличение содержания трехвалентного железа вызывает более темную окраску: 0.10 мас. % Fe_2O_3 – в белом с салатным оттенком, 0.17 мас. % – в светло-салатовом и 0.24 мас. % – в белом с желтоватым оттенком. При этом в буром нефрите содержание Fe_2O_3 <0.10 мас. %, хотя бурая окраска традиционно связывается с переходом железа из двухвалентного в трехвалентное состояние.

Состав тремолита подтверждает вышеописанную закономерность. В белом, сером и буром нефритах (семь образцов, включая прожилки в диопсидите) содержание FeO ниже пределов обнаружения, редко и не во всех образцах достигает 0.53 %. В салатном нефрите (пять образцов) содержание выше FeO (0.85 %), в одном образце достигая 16.48 %.

Повышенные содержания Co коррелируют с изменением окраски нефрита от светло-салатовой до бурой: 11 г/т Co – в светло-салатовом, 11 г/т Co – в белом с салатным оттенком; 13 г/т Co – в белом с желтоватым оттенком и 41 г/т Co – в буром.

Таким образом, нефрит Воймаканского месторождения соответствует действующим техническим требованиям ТУ 41-01-297-77 по качеству и возможности применения в качестве камнесамоцветного сырья. Нефрит образуется на контакте доломитовых мраморов и амфиболитов, образуя обособления в телах кальцит-тремолитовых скарнов. В нефрите месторождения определены минералы реликтового, метасоматических донефритового и нефритового, регрессивного парагенезисов, выделено две генерации тремолита. Предлагается ис-

пользование диопсидита с прожилками нефрита в качестве камнесамоцветного сырья. Усиление зеленого оттенка нефрита связано с повышенным содержанием двухвалентного железа.

Информация и образцы предоставлены ЗАО «МС Холдинг» и ООО «ВВС». Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

Е.Е. Артеменко, М.А. Рассомахин, П.В. Хворов, К.А. Филиппова
Южно-Уральский федеральный научный центр
минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Россия
art_k_e@inbox.ru

Биоминерал уэдделлит в лишайнике рода *Cladonia* на Сугурском медном месторождении, Южный Урал

E.E. Artemenko, M.A. Rassomakhin, P.V. Khvorov, K.A. Filippova
South Urals Federal Research Center of Mineralogy and
Geocology UB RAS, Miass, Russia

Biomineal weddellite in lichen of the genus *Cladonia* at the Sugur copper deposit, Southern Urals

Abstract. Samples of lichens of the genus *Cladonia* were collected from the dumps of the Sugur Cu deposit, which is exposed to aerosol heavy metal precipitation associated with the production of rough copper (Karabash Copper Smelter). The calcium oxalates (weddellite) and calcium acetate hydrate are found for the first time in lichens of the genus *Cladonia* in the South Urals.

Лишайники – симбиотические организмы, которые устойчивы к суровым климатическим условиям, техногенным загрязнениям, в том числе загрязнению тяжелыми металлами [Purvis et al., 1992; Андреев и др., 2013]. Лишайники сорбируют воду и растворенные в ней минеральные вещества всей поверхностью тела – талломом, не имеют специальных структур для водообмена и регулирования поступления минеральных веществ из окружающей среды [Рябкова, 1981]. Одним из метаболитов лишайников является щавелевая кислота, соли которой – оксалаты, способны обезвреживать токсичные металлы, связывая их в стабильной нерастворимой форме [Sarret et al., 1998]. Распространенными находками в телах лишайников являются оксалаты кальция – уэвеллит $\text{Ca}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$ и уэдделлит $\text{Ca}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot (2.5\text{-}x)\text{H}_2\text{O}$, но также встречаются и оксалаты других металлов: мулуит $\text{Cu}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot n\text{H}_2\text{O}$, гумбольтин $\text{Fe}^{2+}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, глушинскит $\text{Mg}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и линдбергит $\text{Mn}^{2+}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [Wilson et al., 1980, 1981; Frank-Kamenetskaya et al., 2019, 2021]. На территории Челябинской области ранее не были найдены оксалаты в телах лишайников.

Район исследования расположен в подзоне южнотаежных сосново-березовых лесов Южного Урала в зоне воздействия крупного Карабашского медеплавильного комбината (КМК). Основными выбросами КМК являются сернистые газы и пылевые частицы, содержащие тяжелые металлы (медь, свинец, цинк, мышьяк) [Williamson et al., 2004]. Антропогенное загрязнение на территории вокруг КМК имеет накопительный эффект, в результате чего экосистемы оказались почти полностью разрушенными: плодородные почвы уничтожены, почти полностью отсутствует растительность, территория представляет собой обширную техногенную пустошь [Безель, 2006].

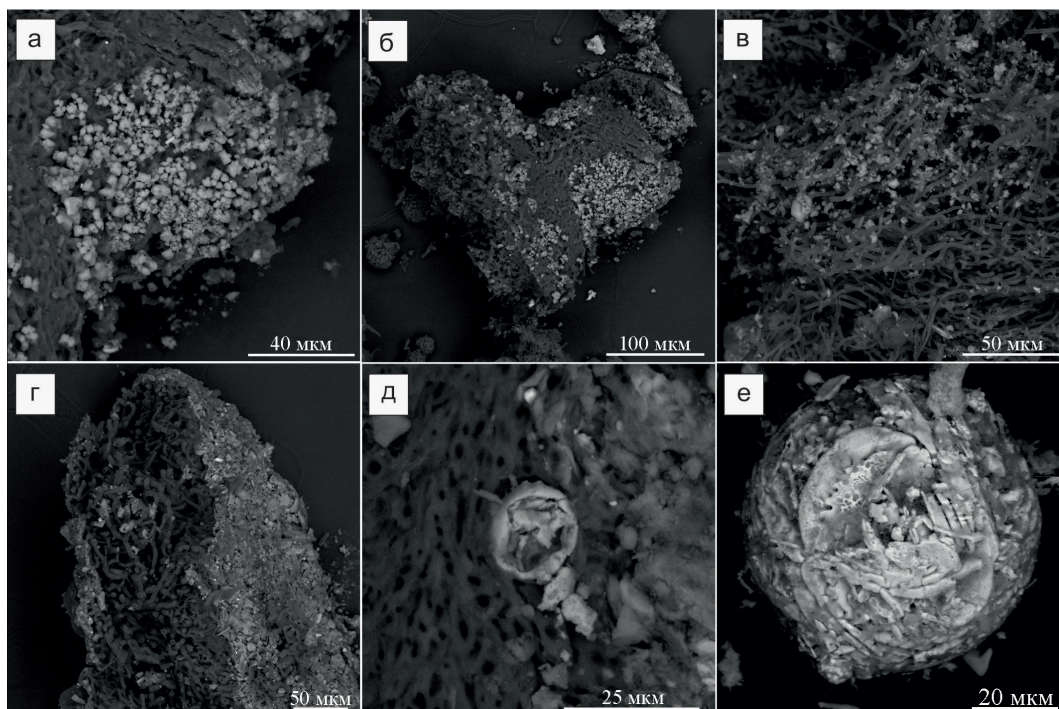


Рис. 1. Срезы лишайника рода *Cladonia* (BSE фото): а, б – скопление оксалатов на поверхности лишайника; в – скопление оксалатов внутри тела лишайника; г – угловатые минеральные обломки на поверхности лишайника; д, е – сферические частицы техногенного происхождения внутри тела лишайника.

Сугурское медное месторождение находится южнее г. Карабаша. Оно разрабатывалось с 1823 г. в несколько этапов, и в 1941 г. работы были прекращены [Заварицкий, 1927]. В настоящее время на территории месторождения сохранились обвалившиеся шахты и оплывающие отвалы. Месторождение приурочено к контакту серпентинитов с известняками. Основную массу отвалов составляют серпентиниты, скарны, мрамора, также встречаются обломки руд и метасоматиты. Наиболее распространенными минералами отвалов являются серпентин, андрадит, клинохлор, эпидот, диопсид, кальцит, пирит, реже встречаются кварц, хромит, магнетит, полевые шпаты и др. [Попов и др., 2022].

Пробы были отобраны вблизи месторождения на территории, подверженной влиянию выбросов КМК. Пробы субстрата были взяты с глубин 0–3 и 5–10 см. Образцы лишайников отобраны с поверхности отвалов. Все аналитические работы проведены в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Тонкие срезы лишайников изготовлены вручную при помощи тонкого скальпеля и исследованы под световым микроскопом ZEISS Stemi CZ. Диагностика лишайников до рода проведена с помощью определителя лишайников среднего Урала [Пауков, Трапезникова, 2005]. Тонкие срезы талломов лишайника наклеивались на токопроводящий скотч, напылялись углеродом и изучались на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan Vega3 с ЭДС приставкой Oxford Instrument X-act при ускоряющем напряжении 20 кВ (аналитик М.А. Рассомахин). Образцы лишайников с видимым на СЭМ большим количеством предположительных оксалатов изучены рентгенодифракционным методом (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, Cu-анод, графитовый монохроматор, аналитик П.В. Хворов). Химический состав лишайников и субстрата определен методом ИСП-МС на масс-спектрометре Agilent 7700х с программным обеспечением MassHunter и стандартом SGD-2а (аналитик К.А. Филиппова).

**Содержание потенциально токсичных металлов и полуметаллов
в субстрате и талломе лишайника, г/т**

№ п/п	Cu	Zn	Ga	As	Cd	Sn	Sb	Pb	Fe	Cr	Mn	Ni	Se	Bi
1	2344	1221	9.73	119	4.20	31.1	8.26	211	266000	76.7	766	113	66.3	1.37
2	2707	1401	11.4	457	4.39	98.9	39.5	861	258000	179	1158	249	49.9	6.49
3	2672	670	1.17	36.4	9.53	4.98	4.94	571	6200	25.1	100	47.1	2.13	3.65
4	53	68	17	1.8	0.17	2.3	0.3	130	53300	93	900	70	0.073	0.19

Примечание. 1 – субстрат с глубины 3–10 см; 2 – субстрат с глубины 0–3 см; 3 – таллом лишайника; 4 – среднее содержание в земной коре [Скляров и др., 2001].

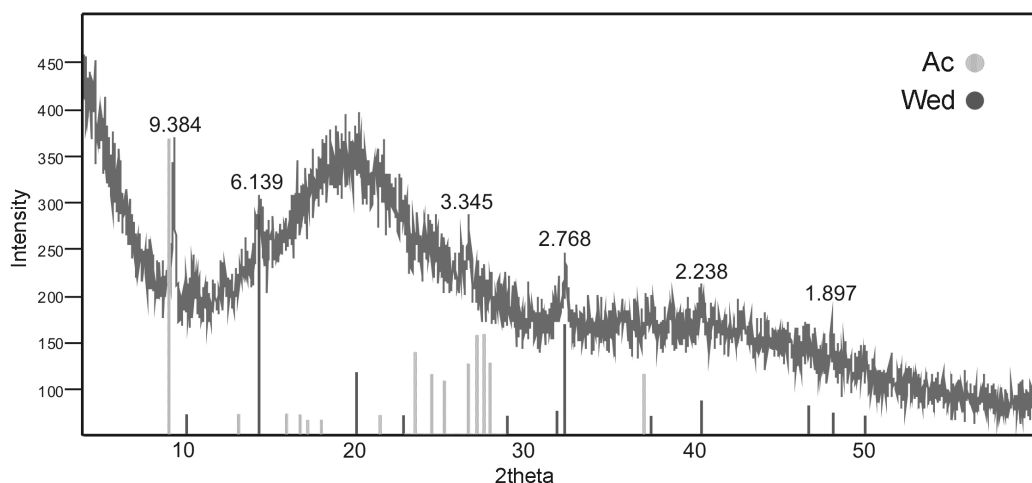


Рис. 2. Спектр рентгеновской дифракции.

Ac – водный ацетат кальция (19-200), Wed – уэдделлит (87-655). Цифры над пиками – соответствующие межплоскостные расстояния, Å.

При изучении срезов кладоний на СЭМ были обнаружены скопления кристаллов размером от 0.5 до 7–8 мкм, которые находились внутри тела лишайника (рис. 1в) и на его поверхности (рис. 1а, б). Кристаллы нарастают на гифы или свободно располагаются в переплетениях гифов. В ЭД спектрах кристаллов, помимо углерода, источником которого, является также и слой напыления, присутствуют кальций и кислород.

На дифрактограмме на фоне интенсивного гало, вызванного преобладанием рентгеноаморфного органического вещества, наблюдаются максимальные характеристические отражения уэдделлита и, предположительно, водного ацетата кальция (рис. 2). Ацетат кальция отсутствует в списке минеральных видов ММА и его количество слишком мало для уверенной диагностики.

Помимо оксалата и ацетата кальция в теле лишайников и на поверхности обнаружены минеральные частицы: угловатые обломки пород и руд, захваченные растущим лишайником из субстрата или привнесенные ветром и поверхностными водотоками (рис. 1г) и сферические частицы техногенного происхождения (рис. 1д, е). Среди обломков природных минералов по ЭД спектрам определены: силикаты – минералы группы серпентина, эпидот, плагиоклазы (альбит и промежуточные члены ряда альбит-анортит), андрадит, диопсид, слюды (биотит и мусковит), хлорит, амфиболы, титанит; оксиды – кварц, шпинель, ильменит, хро-

мит, оксиды и гидроксиды Fe (гематит, магнетит, лимонит); сульфиды – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, борнит (?); сульфаты – барит, гипс; карбонаты – кальцит, малахит и азурит. Техногенные сферические частицы условно можно разделить на два типа: силикаты Fe, Zn и Cu с примесью Mg, Al, Ba и Zn; сульфиды Cu, Zn и Sb с примесью As и Pb (рис. 1д, е).

Таллом лишайника, также как и субстрат, на котором он растет, содержит значительное количество металлов и полуметаллов, в основном, существенно превышающих средние значения содержаний в земной коре, за исключением Ga (таблица).

Вероятно, при длительном существовании отвальной массы происходит перенос вещества разлагающихся сульфидов по капиллярам к поверхности, а также накопление на поверхности техногенных твердых аэрозольных частиц, но поглощение их лишайником незначительно. Для Cd характерно накопление в самом лишайнике, относительно субстрата, и значительное, на два порядка, превышение концентраций над содержаниями в земной коре, однако Cd-содержащие частицы обнаружены не были.

Таким образом, несмотря на значительное превышение над средними содержаниями в земной коре, концентрации растворенных металлов в воде были недостаточными для того, чтобы кристаллизовались оксалаты других элементов, кроме Са. Наиболее вероятная форма нахождения этих элементов в лишайниках – захваченные минеральные частицы природного происхождения из отвалов и частицы сложного состава аэрального переноса с КМК.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 075-01324-23-00.

Литература

Андреев М.П., Ахти Т., Войцехович А.А., Гагарина Л.В., Гимельбрант Д.Е., Давыдов Е.А., Конорева Л.А., Кузнецова Е.С., Макрый Т.В., Надеина О.В., Рандлане Т., Сааг А., Степанчикова И.С., Урбанавичюс Г.П. Флора лишайников России. Биология, экология, разнообразие, распространение и методы изучения лишайников. Товарищество научных изданий КМК, 2013. 392 с.

Безель В.С. Экологическая токсикология: популяционный и биоценотический аспекты. Екатеринбург: Гощицкий, 2006. 280 с.

Заварицкий А.Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Часть 1. Колчеданные месторождения на Урале. Ленинград: Издание геологического комитета, 1927. 151 с.

Пауков А.Г., Трапезникова С.Н. Определитель лишайников Среднего Урала. Екатеринбург: Издательство Уральского университета, 2005. 207 с.

Попов В.А., Рассомахин М.А., Попова В.И. Новые данные о минералогии Сугурского медного месторождения на Южном Урале // Минералогия. 2022. Т. 8. № 2. С. 23–36.

Рябова К.А. Лишайники Урала (учебное пособие). Свердловск: Свердловский государственный педагогический институт, 1981. 52 с.

Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Т., Бараиш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. Интерпретация геохимических данных. Москва: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Frank-Kamenetskaya O.V., Ivanyuk G.Yu., Zelenskaya M.S., Izatulina A.R., Kalashnikov A.O., Vlasov D.Yu., Polyanskaya E.I. Calcium oxalates in lichens on surface of apatite-nepheline ore (Kola Peninsula, Russia) // Minerals. 2019. Vol. 9(11). P. 656.

Frank-Kamenetskaya O.V., Zelenskaya M.S., Izatulina A.R., Vereshchagin O.S., Vlasov D.Yu., Himelbrant D.E., Pankin D.V. Copper oxalate formation by lichens and fungi // Scientific Reports. 2021. Vol.11. P. 24239.

Purvis O.W., Coppins B.J., Hawksworth D.L., James P.W., Moore D.M. The lichen flora of Great Britain and Ireland. London: Natural History Museum Publications in association with the British Lichen Society, 1992. 710 p.

Sarret G., Manceau A., Cuny D., Haluwyn C.V., Déruelle S., Hazemann J.-L., Soldo Y., Eybert-Berard L., Menthonnex J.-J. Mechanisms of lichen resistance to metallic pollution // Environmental and Science Technology. 1998. Vol. 32(21). P. 3325–3330.

Williamson B.J., Udachin V., Purvis O.W., Spiro B., Cressey G., Jones G.C. Characterisation of airborne particulate pollution in the Cu smelter and former mining town of Karabash, South Ural mountains of Russia // Environmental Monitoring and Assessment. 2004. Vol. 98. P. 235–259.

Wilson M.J., Jones D., Mchardy W.J. The weathering of serpentinite by lecanora atra // Lichenologist. 1981. Vol. 13(2). P. 167–176.

Wilson M.J., Jones D., Russell J.D. Glushinskite, a naturally occurring magnesium oxalate // Mineralogical Magazine. 1980. Vol. 43(331). P. 837–840.

О.П. Шиловский^{1,2}, Д.В. Киселева³, А.С. Бакаев⁴, И.С. Шумов⁵

¹ – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

² – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань, Россия
biarmiceras@gmail.ru

³ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

⁴ – Палеонтологический институт РАН, г. Москва, Россия

⁵ – Вятский палеонтологический музей, г. Киров, Россия

Ихнофоссилии из пермских отложений местонахождений Котельничское и Сундырь: сходства и отличия

O.P. Shilovsky^{1,2}, D.V. Kiseleva³, A.S. Bakaev⁴, I.S. Shumov⁵

¹ – Kazan (Volga) Federal University, Kazan, Russia

² – Museum of Natural History of Tatarstan, Kazan, Russia

³ – Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

⁴ – Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia

⁵ – Vyatka Paleontological Museum, Kirov, Russia

Ichnofossils from Permian deposits of the Kotelnich and Sundyr localities: similarities and differences

Abstract. The paper analyzes the morphology, similarities and differences of Permian ichnofossils from the Kotelnich and Sundyr localities. Significant differences are shown in external morphology and internal matrix of coprolites and silty “pebbles”. Numerous pseudomorphs of coccoid bacteria are found in voids and on bone fragments and scales of coprolites. The “pebbles” are characterized by a homogeneous matrix, a rounded surface, non-macerated bone remains (usually forming its basis) and the absence of microbial remains.

Введение. Котельничское местонахождение парейазавров известно находками практически целых скелетов пермских тетрапод, которые сохранились благодаря уникальному стечению тафономических условий захоронения, геохимических условий седиментации и фоссилизации [Benton et al., 2012; Kiseleva et al, 2019]. В терригенных отложениях северодвинского яруса на правом берегу р. Вятки также неоднократно находились различные образцы ихнофоссилий. Их природа до конца была не ясна, что приводило исследователей к разнообразной идентификации материала. Исследование ихнофоссилий важно не только при реконструкции осадконакопления древних бассейнов и биофацциальном анализе, но и особенно при изучении «немых» осадков, не содержащих никаких других органических остатков. Чаще всего ихнофоссилии отражают не столько морфологию животного, сколько функционирование его органов, этологические и трофические аспекты жизни. Ихнофоссилии могут также принадлежать организмам, не сохранившимся в ископаемом состоянии, и поэтому являются единственным источником сведений об этих животных.

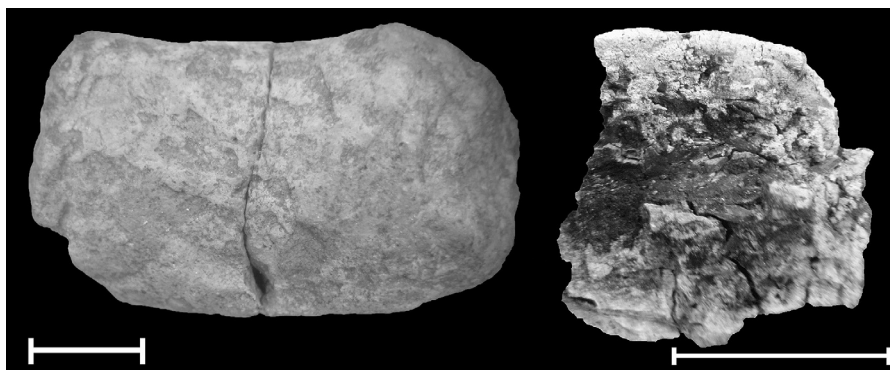


Рис. 1. Внешняя форма копролита из ванюшенковской пачки (р. Вятка) (слева) и внутреннее содержимое копролита из слоя 11 (р. Сундырь) (справа). Масштаб 5 мм.

Обширная группа ихнофоссилий, объединяющая свидетельства деятельности пищеварительной системы организмов, называется бромалиты, в том числе: копролиты – окаменевшие фекалии, регургиталиты – окаменевшие погадки (отрыгнутое непереваренное содержание желудка), кололиты – окаменевшее содержимое кишечника, гастролиты – окаменевшее содержимое желудка [Shelton, 2013]. Наиболее часто встречаются и хорошо изучены копролиты, строение и содержимое которых позволяет реконструировать трофические цепи, относительную скорость метаболизма, физиологию и поведение организмов. Цель работы – сравнительный анализ пермских ихнофоссилий местонахождений Котельничское и Сундырь.

Материал и методы. Исследованы образцы ихнофоссилий, собранные из отложений северодвинского яруса местонахождений пермских тетрапод на р. Вятка под г. Котельничем (м. Котельнич, ванюшонковская пачка, Кировская обл.) и на р. Волге около устья р. Сундырь (м. Сундырь-4, слой 11, Республика Марий Эл). Материал исследован на оптическом микроскопе Axio imager vario a2m и СЭМ Carl Zeiss AURIGA CrossBeam с ЭДС Oxford instruments Inca X-Max (КФУ, оператор Б. Галиуллин).

Результаты и обсуждение. Ихнофоссилии пермского возраста по внешней морфологии практически неотличимы друг от друга, хотя и имеют некоторые характерные особенности формы, размеров и скульптуры внешней поверхности. Для них характерна вытянутая, цилиндрическая, иногда слегка сплюснутая в одном направлении, закругленная на концах форма (рис. 1) и разрозненная, единичная встречаемость в слоях по простираанию.

Копролиты различной длины характеризуются вытянутой, иногда изогнутой, закругленной на концах формой, иногда имеют поперечную гофрировку на поверхности – вероятное следствие мышечных сокращений. На поверхности просматривается неоднородность с выступающими фрагментами внутреннего содержимого (кости и чешуи). На поперечном срезе хорошо различима зональность и изменение цвета – от бежевой у краевой кромки до красновато-бурой в центральной части (рис. 1). Внутреннее содержимое представляет собой рыхлую субстанцию с многочисленными и разноразмерными пустотами, в которой в разном количестве смешан костный детрит, фрагменты костей и чешуй. Выделенные морфотипы соотнесены с вероятными водными и околводными тетраподами. Изученный копролит из местонахождения Сундырь-4 демонстрирует наибольшее сходство с ранее описанным морфотипом Н [Niedźwiedzki et al., 2016] из окрестностей города Вязники (Владимирская обл., Вязниковский район). Копролит удлиненный, короткий, толстый, цилиндрический, с тупыми, незаостренными концами, в основном, фосфатный по составу и содержащий псевдоморфозы по бактериям, отдельные чешуи рыб и кости. Псевдоморфозы по бактериям коккоидной формы представлены гематитом, что, вероятно, связано с процессами пищеварения и ано-

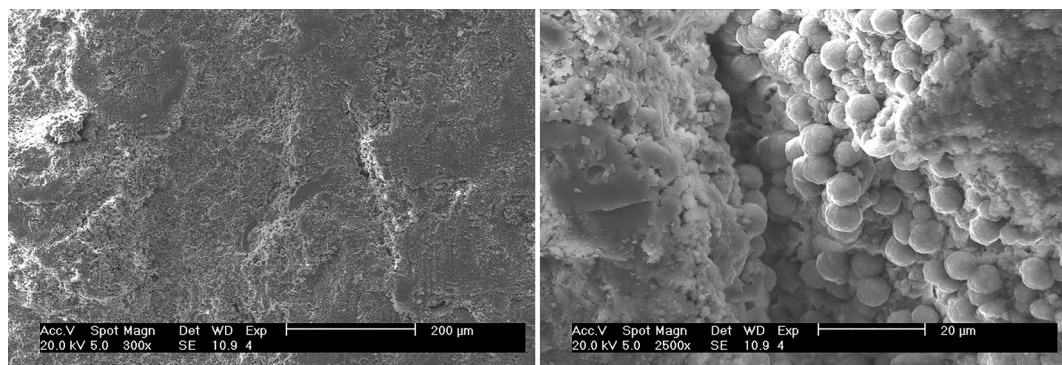


Рис. 2. Рыхлая субстанция внутреннего содержимого копролита (содержание Р 12.6 %) с многочисленными и разноразмерными пустотами, заполненными колониями бактерий (содержание Fe до 80.8 %).

сидной обстановкой в отделах пищеварительного тракта (рис. 2). Копролиты подобной формы, с высокой вероятностью, принадлежали амфибиотическим тетраподам и, в частности, Chroniosuchidae [Niedźwiedzki et al., 2016].

Копролит слегка сплюснен с боков (фекалии расплющиваются под воздействием силы тяжести или при ударе о грунт), а также не имеет на своей поверхности трещин усыхания, как большинство копролитов, произведенных на суше [Niedźwiedzki et al., 2016]. Это подтверждает первоначальное пребывание копролита во влажной или водной среде.

Копролит содержит в себе определимые чешуи рыб, принадлежащие виду *Toxemia tverdochlebovi*, часто встречающемуся в верхнесеверодвинских отложениях. Обнаружение чешуй рыб также подтверждает принадлежность копролита хронизухидам – специализированным хищникам-ихтиофагам.

Иногда в отложениях ванюшонковской пачки встречаются небольшие алевролитовые «галтовки» (гальки), отличающиеся красно-бурым цветом от вмещающих красно-коричневых пород, но сходных по своей форме и размерам с копролитами. Такие образования часто встречаются в центральной части Ванюшенковской пачки на участках от Боровиковского до Ванюшонковского оврагов, от Рвачевского оврага до Агафоновской линзы. Порода, в которой заключены «галтовки», как правило, однородная и не имеет карбонатных образований. Многие из «галтовок» имеют в себе фрагменты зубов суминий, кости мелких рептилий, но встречаются и «пустые» образцы. На внешней поверхности галтовок иногда также проступают костные остатки, но без изучения внутренней морфологии и содержимого, невозможно однозначно дать определение копролит это или нет. Внутреннее содержимое «галтовки» представлено, как правило, одной крупной костью или ее фрагментом, которая занимает центральную часть в однородной породе, по консистенции схожей с алевролитовой глиной, в которой чаще всего находят скелеты тетрапод. Возможно, сама кость послужила центром образования алевролитовой галтовки, или же была обкатана и сформирована в процессе переноса.

Таким образом, показаны значительные отличия между гальками и копролитами. Гальки имеют окатанную поверхность, относительно более гомогенный матрикс, содержат немасцерированные костные остатки (как правило, составляющие ее основу), нефосфатный состав и не имеют остатков микроорганизмов. Копролиты имеют поверхность, несущую следы органов выделительной системы (спирального клапана, анального сфинктера и т. д.), сильно гетерогенный матрикс, состоящий из масцерированных костей, чешуй и их фрагментов, фосфатный состав и многочисленные псевдоморфозы колоний микроорганизмов в пустотах и на съеденных остатках.

Литература

Benton M.J., Newell A.J., Khlyupin A.Y., Shumov I.S., Price G.D., Kurkin A.A. Preservation of exceptional vertebrate assemblages in Middle Permian fluviolacustrine mudstones of Kotel'nich, Russia: stratigraphy, sedimentology, and taphonomy // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012. Vol. 319–320. P. 58–83.

Kiseleva D., Shilovsky O.P., Shagalov E. Composition and structural features of two Permian parareptile (*Deltavjatia vjatkensis*, Kotelnich Site, Russia) bone fragments and their alteration during fossilization // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2019. Vol. 526. P. 28–42.

Niedźwiedzki G., Bajdek P., Qvarnström M., Sulej T., Sennikov A.G., Golubev V.K. Reduction of vertebrate coprolite diversity associated with the end-Permian extinction event in Vyazniki region, European Russia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2016. Vol. 450. P. 77–90.

Shelton C.D. A new method to determine volume of bromalites: Morphometrics of Lower Permian (Archer City Formation) heteropolar bromalites // *Swiss Journal of Palaeontology*. 2013. Vol. 132. P. 221–238.

М.С. Глухов¹, О.П. Шиловский^{1, 2}, А.И. Муллакаев¹

¹ – Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия
gluhov.mixail2015@yandex.ru

² – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань, Россия

Особенности диагенетического минералообразования в костной ткани позвонков морских рептилий из верхнеюрских отложений Республики Татарстан

M.S. Glukhov¹, O.P. Shilovsky^{1, 2}, A.I. Mullakaev¹

¹ – Kazan (Volga) Federal University, Kazan, Russia

² – Museum of Natural History of Tatarstan, Kazan, Russia

Features of diagenetic mineral formation in a bone tissue of vertebrae of marine reptiles from the Upper Jurassic deposits of the Republic of Tatarstan

Abstract. The vertebral bone tissue of marine reptiles from the Upper Jurassic deposits of the Republic of Tatarstan mainly consists of pyrite, siderite, apatite and quartz. Mineral formation occurred during early and late stages of diagenesis.

Несмотря на небольшое количество местонахождений фоссилизированных остатков в верхнеюрских отложениях Русской плиты, количество исследований, посвященных их изучению, неуклонно растет [Мальков и др., 2004; Королев и др., 2010; Николаева и др., 2014; Шиловский, Хасанов, 2020; Гайнанова, Шиловский, 2022]. Находки представлены высшими растениями [Шиловский, Хасанов, 2020], строматолитами, раковинами головоногих и двустворчатых моллюсков [Королев и др., 2010], фрагментами скелетов морских рептилий [Гайнанова, Шиловский, 2022]. Организмы сложены аутигенными минералами, образованными на разных стадиях седименто- и литогенеза [Наумов, 1989; Розанов, 2002]. Наиболее распространенной формой биогенной минерализации органических остатков является процесс пиритизации, связанный с жизнедеятельностью серобактерий [Мальков и др., 2004; Королев и др., 2010; Шиловский, Хасанов, 2020; Гайнанова, Шиловский, 2022]. Серобактерии (тионовые бактерии) способны менять геохимические параметры среды, а также аккумулировать РЗЭ в клеточных тканях [Королев и др., 2010; Казак и др., 2018; Гайнанова, Шиловский, 2022].

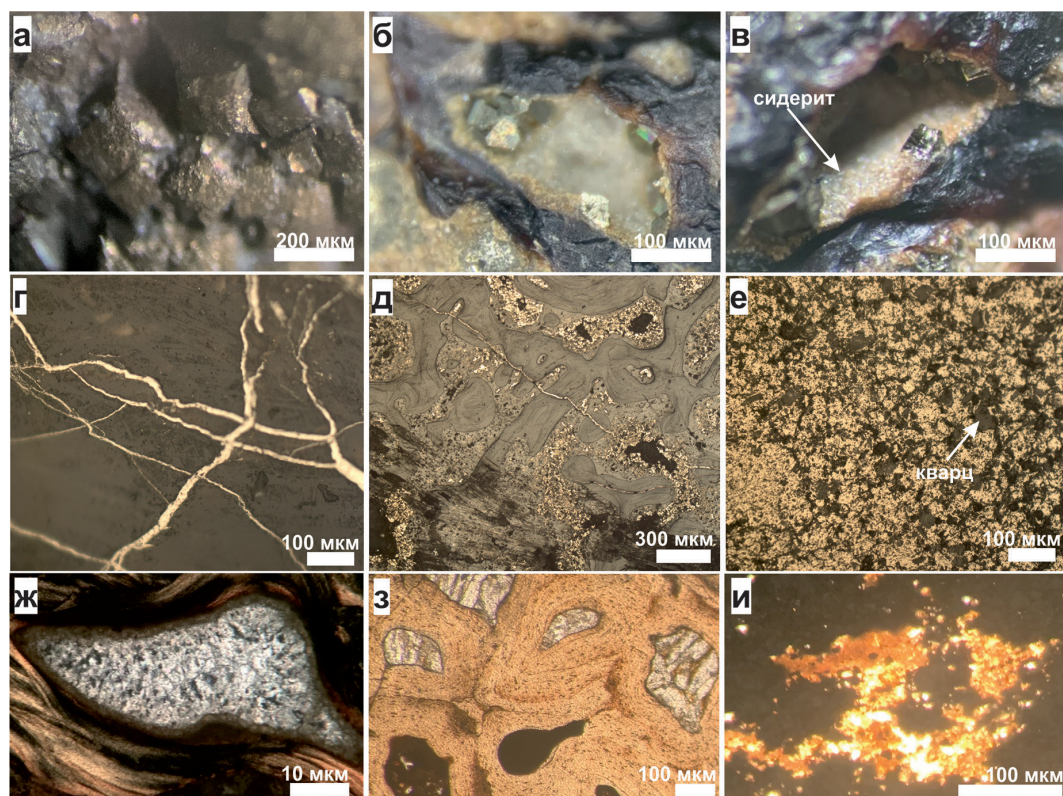


Рис. 1. Минерализация костной ткани позвонка плиозавра: а–в – скол образца CP2; г–е – аншлиф образца CP2; ж–и – шлиф образца CP2 (ж, и), 3МЛ (з).

Цель работы – изучение особенностей минерализации ископаемой костной ткани позвонков плиозавров (*Pliosaurus rossicus*). Образцы были собраны в обнажении правого берега р. Волги, в районе с. Большие Тарханы (Республика Татарстан), в нерасчлененных терригенных верхнеюрских отложениях (оксфорд-киммеридж).

Минеральный состав трех образцов (№№ 1БГ, 2СР, 3МЛ) позвонков, изученных ранее [Гайнанова, Шиловский, 2022], исследован с помощью оптической микроскопии (микроскопы Axio imager A2m, ЛОМО МСП-1), рентгенографического анализа (дифрактометр SHIMADZU XRG-7000S) и рентгеновской компьютерной микротомографии (томограф PhoenixV|tome|X S 240, напряжение 180 kV, сила тока 180 мА, разрешение съемки для образца 58 мкм). Томографические данные обработаны в программе Avizo. Измерения на фотографиях сколов, шлифов, аншлифов проведены в программе ImageJ. В работе также использованы неопубликованные ранее данные рентгенофлюоресцентного анализа [Гайнанова, Шиловский, 2022]. Исследования проведены в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ.

В результате установлено, что позвонки состоят из пирита, апатита, сидерита и кварца. Макроскопически образец 2СР содержит больше пирита, чем в других образцах. В образце 2СР пирит содержится в позвоночном канале и частично в губчатой ткани тела позвонка. В остальных образцах пирит находится в губчатой ткани центральной части позвонков. Агрегаты пирита занимают межтрабекулярное пространство губчатой ткани и заполняют трещины (рис. 1г). Формы кристаллов пирита в разных частях позвонка отличаются. В образце CP2

агрегаты пирита в позвоночном канале представляют собой микрокристаллическую массу, в которой иногда различимы кубы {100} со сторонами до 250 мкм (рис. 1а). Агрегаты пирита в межтрабекулярном пространстве губчатой ткани образуют кайму (рис. 1б, в, д). В некоторых случаях к стенкам пустот прикреплены октаэдры или пентагондодекаэдры пирита (рис. 1б), реже – кубические формы (рис. 1в). Размеры последних не превышают 63 мкм.

Наиболее распространенным минералом в изученных образцах является сидерит, заполнивший межтрабекулярное пространство (пустоты) губчатой ткани (рис. 1д), в массе которого встречаются скопления агрегатов пирита (до 2 мм).

В пирите, заполняющем позвоночный канал образца СР2, распространены угловатые отдельные зерна кварца размером 50–250 мкм (рис. 1е) и скопления зерен сидерита (от 20 до 700 мкм) (рис. 1и). В полостях (межтрабекулярное пространство) губчатой ткани сидерит иногда образует щетки микрокристаллов (рис. 1б, в). Там же редко встречается халцедон (до 100 мкм) (рис. 1ж). В шлифе образца 3МЛ кварц отсутствует, но в остеонах и межтрабекулярном пространстве губчатой ткани обнаруживаются прозрачные вытянутые кристаллы карбоната длиной 80–640 мкм (рис. 1з) – олигонита – с учетом данных химического анализа [Гайнанова, Шиловский, 2022]. По данным рентгеновской дифракции, образец 2СР в позвоночном канале содержит 52 % пирита, 41 % кварца, 6 % апатита и 1 % сидерита. В компактной костной ткани тела позвонка количество апатита увеличивается на 20 %, сидерит отсутствует. В губчатой костной ткани сидерит занимает 46 %, апатит – 34 %, пирит – 10 %, кварц – 10 %.

Площадная доля минералов в образце 3МЛ, определенная в разных частях шлифа (периферия-центр), варьирует: количество пирита (12–25 %) и апатита (50–68 %) к центру увеличивается, а сидерита (16–0 %) и карбоната (20–7 %) – уменьшается. Измерения площадной доли минералов на поверхности образца 1БГ, с использованием ранее полученных данных [Гайнанова, Шиловский, 2022], показали, что в центральной части содержание пирита достигает 11 %, в периферийной – 1–2 % или пирит отсутствует. Количество сидерита в этом образце больше, чем в остальных (49–55 %). Количество апатита от центра к периферии изменяется от 40 до 45 %.

В связи с тем, что Fe обладает высоким коэффициентом поглощения рентгеновских лучей, результаты микротомографических исследований образца СР2 получились искаженными. Пирит и кварц выделены в одну фазу (рис. 2а). Объемная доля пирита и кварца составила 76 %, сидерита – 16 %, апатита – 8 %.

Сопоставление настоящих и предыдущих результатов исследований позволяет представить следующую стадийность минералообразования в костной ткани позвонков плиозавров. Согласно [Наумов, 1989; Королев и др., 2010; Николаев, 2017], изоморфные замещения Са в костном материале и образование пирита происходили на стадии раннего диагенеза в восстановительной обстановке. Различные формы кристаллов пирита определяются характером диффузионного обмена между кристаллизационным (или коллоидным) раствором, заполняющим биопустоты, и окружающей средой илистого осадка [Королев и др., 2010]. Вещество костной ткани выступало активным сорбентом из природных морских и иловых вод с растворенными в них Sr и Y. Известно, что последние накапливались в окислительной обстановке [Мальков и др., 2004; Иванова, 2019], что противоречит вышесказанному. Источником энергии серобактерий служит окисление сероводорода в серу или серы в серную кислоту [Розанов, 2002; Королев и др., 2010; Казак и др., 2018]. Можно предположить, что накопление Sr и Y [Гайнанова, Шиловский, 2022] в костной ткани происходило позднее процесса пиритизации. Накопление РЗЭ ограничивается ранним диагенезом и прекращается, когда поры в костном материале заполняются диагенетическими минералами, что приводит к замедлению диффузии и ослаблению взаимодействия с поровыми водами [Иванова, 2019]. Источником Y могли быть сипы – выходы низкотемпературных сероводородных флюидов, обнаруженные

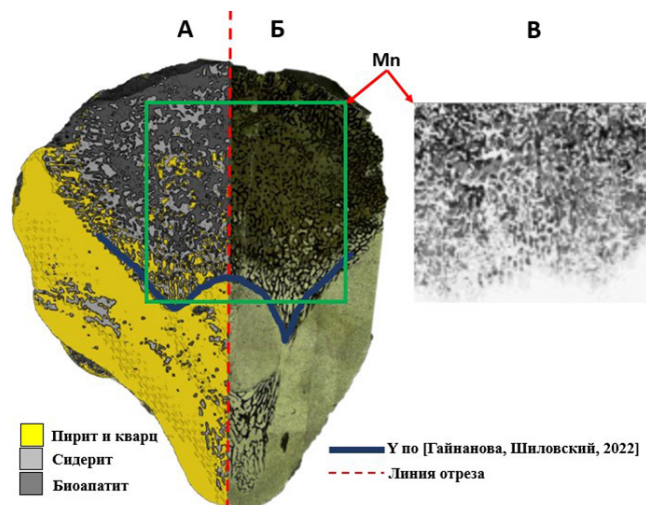


Рис. 2. Распределение минеральных фаз и химических элементов в образце CP2: А – данные микротомографии, Б – полированный срез, В – элементная карта Mn.

в среднеюрских отложениях окраины Ульяновско-Саратовского прогиба [Николаева и др., 2014]. Образование сидерита, кварца и халцедона произошло на стадии позднего диагенеза в нейтральной (слабовосстановительной) обстановке [Наумов, 1989]. Варьирующие содержания Mn в сидерите во всех образцах [Гайнанова, Шиловский, 2022], указывают на процесс родохрозитизации [Мальков и др., 2004] и образование олигонита. Так, в образце CP2 количество MnO в направлении от позвоночного канала к периферии тела позвонка изменяется от первых до 28 %, что выражено в увеличении интенсивности оттенков серого (рис. 2в). Предполагается, что источником Mn в водах Среднерусского моря были сиаллитные коры выветривания [Мальков и др., 2004].

Литература

Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. Геохимические особенности фоссилизации костной ткани позвонков морских рептилий из верхнеюрских отложений Республики Татарстан // Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022. С. 207–212.

Иванова В.В. Геохимические особенности спектров редкоземельных элементов в отложениях Восточной Сибири как новый индикатор изменения климата позднего плейстоцена в зоне перигляциального литогенеза. Дис. на соиск. док. геол.-мин. наук. СПб: ВНИИОкеангеология, 2019. 492 с.

Казак Е.С., Калитина Е.Г., Харитонова Н.А. Биосорбция редкоземельных элементов и иттрия в водной среде гетеротрофными бактериями // Вестник Московского государственного университета. Серия Геология. 2018. № 2. С. 73–80.

Королев Э.А., Шиловский О.П., Бариева Э.Р., Нурдин Е.В., Николаева В.М., Хамадиев Р.И. Влияние структурно-генетических особенностей различных органических остатков на характер образования аутигенных пиритовых агрегатов в верхнеюрских отложениях // Ученые записки Казанского университета. 2010. Т. 152. Кн. 3. С. 192–207.

Мальков Б.А., Лысюк А.Ю., Иванова Т.И. Минеральный состав и микроэлементы окаменелых костей морских ящеров местонахождения Каргорт (Республика Коми) // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2004. № 1. С. 12–15.

Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1989. 349 с.

Николаев А.М. Изоморфизм, условия образования и свойства биогенного апатита и ассоциирующих с ним ортофосфатов. Дис. на соиск. канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2017. 141 с.

Николаева В.М., Шиловский О.П., Королев Э.А. Морфологические особенности пиритовых конкреций среднеюрских отложений Среднерусского моря как отражение просачиваний сероводородных флюидов // Металлогения древних и современных океанов-2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 76–78.

Розанов А.Ю. Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002.

Шиловский О.П., Хасанов Р.Р. Геохимические особенности псевдоморфоз пирита по растительным остаткам из верхнеюрских отложений Республики Татарстан / О.П. Шиловский, Р.Р. Хасанов // Металлогения древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2022. С. 228–231.

А.А. Бочнева, А.В. Лаломов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
bochneva@mail.ru*

Перспективы развития базы данных по россыпям России и оценка потенциальной россыпеносности на основе ГИС-технологий

A.A. Bochneva, A.V. Lalomov

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography,
Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

Prospects for the development of the Russian placer database and estimation of potential placers based on GIS technologies

Abstract. As a multicomponent and multifactorial system, GIS of placer deposits in Russia will allow us to systematize and to analyze the graphical and attributive data, to apply genetic models of placer formation based on GIS technologies, to identify the most potentially placer-bearing areas of various raw materials based on geological and statistical analysis, and to overlay operations, multiplicative indicators and other various methods of placers.

В настоящее время актуальность создания и анализа как баз данных, так и геоинформационных систем определяется тем, что полнота и цельность информации о минерально-сырьевой базе играет важнейшую роль в темпах промышленного развития России, поскольку информационные ресурсы являются одним из главных достояний любой страны. Получение нового научного знания также представляет собой один из аспектов научно-технического развития, который решается с помощью анализа информации и моделирования рудоконтролирующих параметров на основе ГИС [Мурашов и др., 2019].

Проблемы комплексности, разнородности и поликомпонентности данных, используемых, в частности, в геологии, стоят давно. Существуют базы данных и ГИС по геологическим объектам одного сырьевого типа (например, «База экзогенной золотоносности и платиноносности России» ЦНИГРИ) или по определенным территориям (ГИС Северо-Востока России) или комбинированные (ГИС по россыпным месторождениям золота Центрально-Колымского региона [Ворошин и др., 2006]), а также специализированные ГИС горнодобывающих предприятий [Яноковская, 2022].

Основным подходом к изучению россыпей, их пространственного размещения, геолого-экономической оценки, перспектив освоения ранее являлся узкий специализированный

(«пометалльный») подход, который отвечал задачам оценки запасов и ресурсов определенного вида минерального сырья [Бардеева и др., 2004]. При этом большая часть россыпных провинций на территории России представляет собой полиминеральные системы, что определяет важность сопряженного анализа россыпных объектов и площадей с разным минералогическим профилем.

При создании ГИС россыпных месторождений необходимо учитывать ряд факторов комплексности россыпей [Бардеева и др., 2004], таких как комплексный состав самих россыпеобразующих минералов, полиминеральный состав руд коренного источника, пространственное наложение разнотипной и разновозрастной минерализации, присутствие разновозрастных и разнотипных промежуточных коллекторов и др.

Эти основные моменты были учтены в 2003 г. при создании коллективом авторов базы данных по россыпным месторождениям России (БД-РМР) [Бардеева и др., 2004]. Целью ее создания послужил сопряженный пространственно-эволюционный анализ россыпных объектов разного типа и ранга на территории России, их связи с основными типами структур земной коры, геологическими структурами и морфоструктурами земной поверхности, сравнительная оценка совокупного потенциала россыпных месторождений в пределах экономических и административных районов. БД-РМР включает в себя более 3000 объектов, в том числе более 2700 золотороссыпных, 70 – платинометалльных, более 170 россыпей цветных металлов (оловянных, оловянно-вольфрамовых и вольфрамовых, киноварных), около 60 россыпей черных металлов (железистых, собственно титановых и хромитовых), более 40 редкометалльных объектов, более 80 комплексных титано-циркониевых россыпей и россыпных проявлений, более 25 алмазонасных россыпных объектов, около 60 россыпей ювелирных и ювелирно-поделочных камней, более 70 россыпей мамонтового бивня и др. Большое количество золотоносных объектов связано, преимущественно, с формальными факторами, поскольку запасы многих, особенно крупных золотоносных россыпей (таких как россыпь р. Берелех и др.) утверждались по отдельным блокам и участкам, что, безусловно, искажило реальную картину распределения россыпной металлоносности.

Цели и задачи исследования. Основная задача этой работы – разработка структуры ГИС, учитывающей ряд аспектов, необходимых для наиболее полного анализа россыпной минерализации. Взяв за основу структуру текстового описания БД-РМР, планируется перенести имеющиеся данные из БД-РМР, собрать и систематизировать материалы по россыпным месторождениям России, а также осуществить анализ и моделирование на основе ГИС-технологий.

Структура текстового описания БД-РМР содержит три раздела. Первый раздел включает название, сырьевую группу и географическую привязку объекта. Во втором разделе находятся общие геологические сведения: россыпная формация, возраст и генезис объекта, условия залегания, степень литификации вмещающих пород. Третий раздел характеризует геологическую позицию объекта, его минеральный состав, строение и литологический состав рудных песков, а также данные о мощности продуктивного горизонта, глубине залегания и содержании полезного компонента. С целью уточнения этих разделов, а также для более глубокого изучения россыпных месторождений целесообразно расширить исходную информацию и добавить несколько важных показателей. Для этого мы добавили четвертый раздел о геолого-экономических показателях: содержании основных минералов, минимальном промышленном содержании, категории разведанности, степени освоенности района, глубине залегания, способе отработки и запасах, что позволит высчитать, например, коэффициент первоочередности добычи.

Фактический материал. Основой для создания ГИС послужили данные из БД-РМР и новые данные из статей, отчетов и фондовых материалов. Данные открытого доступа для сбора и обобщения материалов взяты из ГИС-Атлас «Недра России» (<http://www.vsegei.ru>) и сервиса GoogleEarth (<https://earth.google.com/web/>).

Методы исследования и практическое применение ГИС. В качестве методов исследования планируется использовать геолого-статистические методы, оверлейные операции, различные мультипликативные показатели. Под геолого-статистическими методами понимаются любые статистические методы, используемые для решения геологических задач, в частности, кластерный, дискриминантный, регрессионный, факторный (его модификация – метод главных компонент) анализы, метод информационной энтропии К. Шеннона, а также тренд-анализ, которые хорошо зарекомендовали себя при прогнозе россыпей оловорудных районов Восточной Якутии [Шур, Патык-Кара, 1983], выявлении промежуточных коллекторов алмазов в Якутии и на Северном Урале [Бочнева, Патык-Кара, 2005; Бочнева, 2005], а также изучении редкометалльно-титановых россыпей Бешпагир (Ставропольский край) и Центральное (Тамбовская область) [Патык-Кара и др., 2008; Лаломов и др., 2005].

Оверлейные операции (операции наложения) являются одними из самых мощных и распространенных аналитических алгоритмов, используемых в среде ГИС. Они основаны на совмещении двух и более разноименных картографических слоев и создании производных объектов, возникающих при их геометрическом наложении. Результатом является графическая композиция (графический оверлей) слоев либо результирующий слой, несущий в себе набор пространственных объектов исходных слоев, топологию этого набора и атрибуты, которые являются производными от значений атрибутов исходных объектов [Курлович, 2013].

Разработка прогнозных мультипликативных показателей позволяет создать систему пространственного расчета и позиционирования мультипликаторов, оценивающих зону вероятного нахождения коренной металлоносности на основе формализованных (количественно оцененных) индикаторных характеристик шлихового золота, методами численного компьютерного моделирования. Это было опробовано на примере Вагранского золотоносного узла, в пределах которого выделена зона, перспективная на выявление коренной минерализации гипогенно-гипергенного типа [Лаломов и др., 2020].

Практическое применение ГИС россыпных месторождений России будет развиваться в трех направлениях, выделенных для региональных ГИС СВ России [Ворошин и др., 2006]: 1 – подготовка картографических материалов (карты для анализа россыпной металлоносности), 2 – информационно-справочные системы, 3 – анализ и моделирование (использование геолого-статистических методов, оверлейных операций, а также различных мультипликативных показателей).

Обсуждение и заключение. Таким образом, представляется, что в практическом плане ГИС россыпных месторождений России как поликомпонентная и многофакторная система позволит 1) систематизировать и анализировать графические и атрибутивные данные; 2) применять генетические модели россыпеобразования на основе ГИС-технологий; 3) создавать картографические продукты различных масштабов россыпных месторождений России, регионов и отдельных территорий на геологической, формационной, комбинированной (т. е. совмещающей разнородные данные) основе; 4) использовать ГИС в качестве информационно-справочной системы, позволяющей оперативно предоставлять те или иные данные по россыпным месторождениям России; 5) задействовать весь спектр ее функциональных возможностей и увеличить оперативность расчетов как основа для анализа и моделирования; 6) выявлять наиболее потенциально россыпеносные области различного сырья на основе геолого-статистического анализа, оверлейных операций, мультипликативных показателей и других различных методов изучения россыпей.

Литература

Бардеева Е.Г., Патык-Кара Н.Г., Веселовский А.В., Маханова Т.М. Требования и проблемы создания базы данных по россыпным месторождениям на основе ГИС-технологий // Геоинформатика. 2004. № 4. С. 3–9.

Бочнева А.А. Статистические модели полиминеральных полей промежуточных коллекторов россыпных алмазов (на примере месторождений Якутии и Северного Урала). Дисс. на соиск. канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2005. 123 с.

Бочнева А.А., Патык-Кара Н.Г. Структура минеральных ассоциаций как критерий распознавания алмазоносных промежуточных коллекторов // Геоинформатика. 2005. № 3. С. 31–38.

Ворошин С.В., Зинкевич А.С., Тюкова Е.Э. Региональные геоинформационные системы для геологических исследований: опыт создания и анализа // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 5. С. 22–38.

Курлович Д.М. Геоинформационные методы анализа и прогнозирования погоды. Учебно-методическое пособие. Минск: БГУ, 2013. 191 с.

Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранов Р.М. Разработка цифровой системы прогнозирования коренных источников золота по результатам шлихового опробования на примере Вагранского россыпного узла (Северный Урал) // Георесурсы. 2020. Т. 22(2). С. 67–76.

Лаломов А.В., Васильев А.Т., Бочнева А.А. Изменение минеральных ассоциаций в вертикальной зональности Бешпагирского титан-циркониевого месторождения // Тезисы докладов годовичного собрания МО ВМО. 2005. С. 73–75.

Мурашов К.Ю., Волков А.В., Платэ А.Н., Петров В.А. Оценка геолого-экономических факторов развития Северного Забайкалья с использованием геоинформационных технологий // Мониторинг. Наука и технологии. 2019. № 1(39). С. 36–41.

Патык-Кара Н.Г., Левченко Е.Н., Стехин А.И., Барсегян В.В., Бочнева А.А., Чижова И.А., Андрианова Е.А., Дубинчук В.Т. Минеральные ассоциации месторождения титано-циркониевых песков «Центральное» (Восточно-Европейская платформа) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 3. С. 246–270.

Шур В.И., Патык-Кара Н.Г. Минеральные ассоциации кайнозойских отложений оловорудных районов Восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 39–46.

Яконовская Т.Б. Геоинформационная аналитическая система «ГИС-торф» для торфодобывающего предприятия // Цифровая экономика и общество. Материалы II научно-практической конференции. Тверь: ТГТУ, 2022. С. 157–165.

К.А. Журавлев, П.С. Бойко

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

kirilljuravlev96@gmail.com

Некоторые минералого-петрографические особенности риолитов ожиярвинской свиты палеопротерозоя Центральной Карелии

Ожиярвинская свита с кварцевыми плагиопорфирами, порфировыми риолитами и риодацитами входит в состав сумийского надгоризонта и обнажается в Лехтинском и Шомбозерском синклинариях Панаярви-Выгозерской структуры карелид, тянущейся вдоль зоны сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса в северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Образец риолитов отобран из серии лавовых потоков риолитов и риодацитов Шомбозерской структуры в рамках работ ГГУП СФ «Минерал» «Геологическое доизучение Шомбозерско-Лехтинской площади масштаба 1:200 000, составление и подготовка к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ листов Q-36-XXVII, XXVIII», и был предоставлен для изучения кафедре минералогии, петрографии и геохимии.

Прозрачно-полированные шлифы были изготовлены вдоль и вкрест сланцеватости пород. Шлифы описаны и сфотографированы с помощью поляризационного микроскопа Olympus BS51. Состав минералов проанализирован на РЭМ Jeol 6380 LV с ЭДС INCA 250 в Центре коллективного пользования научным оборудованием ВГУ (аналитик Н.С. Базилов). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощения электронов на Cu 1–2 нА, диаметр зонда 200 нм, фокусное расстояние 10 мм. Данные пересчитаны в программном пакете MakeMineral в MS Excel.

Породы характеризуются темно-зеленым цветом, порфировой структурой и реликтовой массивной текстурой с характерными вкрапленниками голубого кварца и полевого шпата (рис. а). Под микроскопом основная масса представлена серицит-кварц-полевошпатовым агрегатом с реликтовой фельзитовой структурой (рис. б), участками переходящей в микролепидогранобластовую (границы зерен зачастую корродированы друг другом, также наблюдаются структуры распада и включения одних минералов в других). Характерна незначительная карбонатизация вкрапленников плагиоклаза и основной массы.

Степень метаморфизма пород соответствует зеленосланцевой фации, в локальных участках проявлен биотитовый порфиробластез. В качестве первично магматических признаков в породах повсеместно сохраняются порфировые структуры (во вкрапленниках кварц и полевой шпат в разных пропорциях), реликтовые фельзитовые структуры и текстуры течения и флюидалности. Изученные породы рассланцованы.

Калиевый полевой шпат (50–70 об. %) – основной пороодообразующий минерал риолитов – встречается в основной массе, реже – в виде вкрапленников. Карбонатизирован, содержит включения других минералов. Отдельные вкрапленники разрушены. Представлен преобладающим ортоклазом с небольшим содержанием альбитового минала (табл.). Кварц (30–40 об. %) – один из главных пороодообразующих минералов, встречается в виде изометричных порфировых вкрапленников размером от 0.5 мм до 1 см со следами разрушения и включениями других минералов.

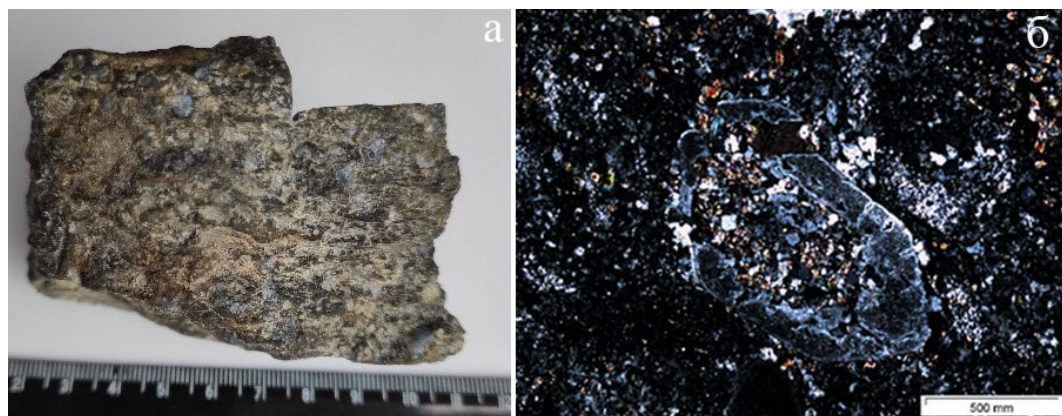


Рис. Макроскопическое фото образца риолита (а) и его фельзитовая структура (б).

Таблица

Локальные рентгеноспектральные анализы породообразующих минералов, мас. %

Оксид	КПШ (n = 14)	Биотит (n = 11)	Мусковит (n = 6)
SiO ₂	62.62–66.92	32.96–34.42	47.09–49.51
TiO ₂	0.00	2.34–3.42	0.00–0.31
Al ₂ O ₃	17.13–20.08	13.4–14.94	25.57–27.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00–0.42	30.24–32.46	6.82–8.10
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	4.52–5.68	1.18–1.87
CaO	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00–0.49	0.00	0.00–0.29
K ₂ O	14.13–17.45	8.40–9.86	11.15–11.91

Примечание. n – количество анализов.

Породообразующий биотит (3–5 об. %) встречается в виде пластин и листочков извилистой формы, тяготеет к скоплению других минералов, представлен железистым биотитом и лепидомеланом. Характерна весьма совершенная спайность в одном направлении в виде тонких параллельных трещин на продольных разрезах. Мусковит (3–5 об. %) образует чешуйчатые массы.

Акцессорные минералы (в порядке уменьшения количества) – ильменит, циркон, апатит. Рудный минерал представлен идиоморфными кубическими кристаллами пирита размером 0.1–0.5 мм и его мелкой вкрапленностью, содержит включения других акцессорных минералов. Ильменит представлен вкрапленниками таблитчатой формы размером около 0.1 мм. Циркон образует вкрапленники призматической формы размером около 0.1 мм. Апатит встречается в виде изометричных включений размером 0.1 мм в пирите и калиевом полевом шпате.

Минералого-геохимические особенности среднеюрских пиритовых конкреций урочища Тархановская пристань, Республика Татарстан

Изученные среднеюрские отложения берут начало ниже устья оврага у бывшего пос. Долиновка, прослеживаются на всем протяжении берегового склона до урочища Тархановская Пристань, погружаясь в юго-западном направлении к деревне Мемей под верхнеюрские глины. Отложения представлены песчано-алеврито-глинистыми породами, залегающими с разрывом и перерывом на пестроцветных породах верхней перми [Митта и др., 2014]. Пиритовое оруденение является следствием придонных высачиваний сероводородных сипов, существовавших в период развития Среднерусского палеоморя [Королев, Николаева, 2012].

Целью настоящей работы стало изучение пиритовых конкреций. Работа выполнена в рамках магистерской диссертации, исследования проведены в лабораториях Института

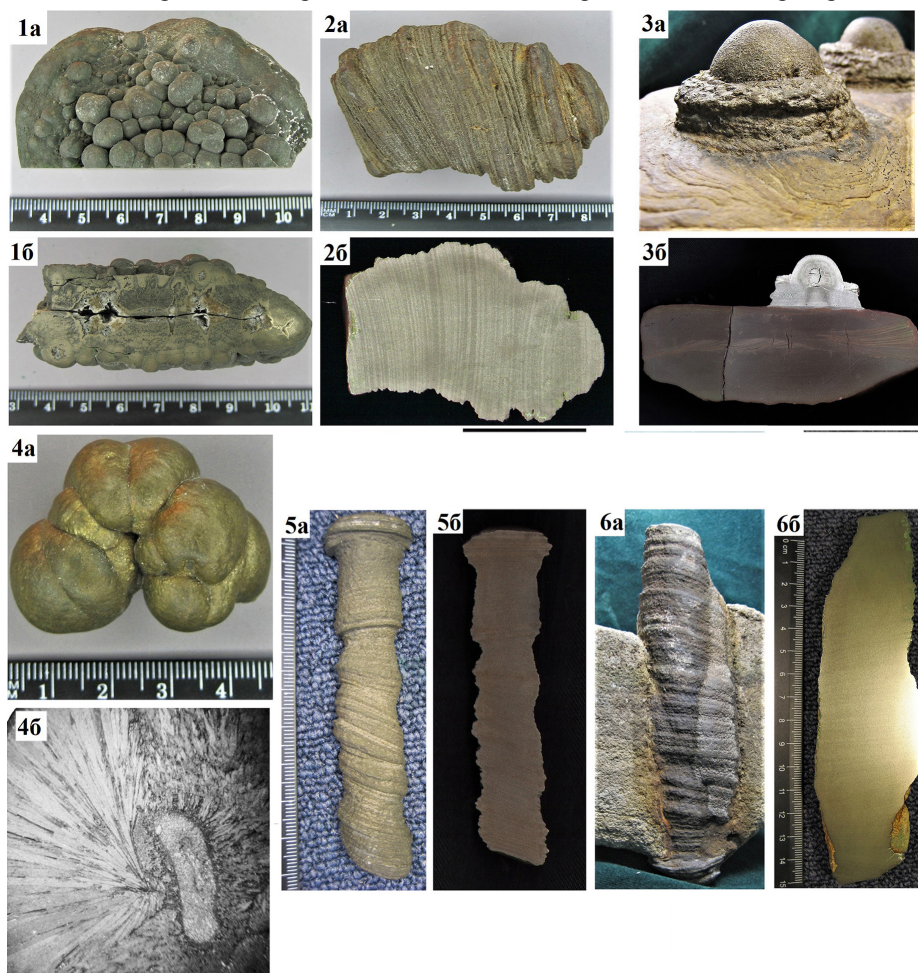


Рис. Образцы пиритовых конкреций.

геологии и нефтегазовых технологий КФУ (г. Казань). Фактический материал отобран из глинистых отложений, обогащенных осадочно-диагенетическими пиритовыми конкрециями.

Содержания примесных элементов определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Thermo Fisher Scientific (оператор К.Р. Миннебаев). Количественный минеральный состав образцов определен с помощью рентгенофазового анализа на дифрактометре Bruker D2 Phaser (оператор Г.М. Ескина). Морфология конкреций, их минеральный и химический состав изучен на сканирующем электронном микроскопе Merlin (Carl Zeiss).

Изучено шесть пиритовых конкреций различной морфологии: сфероидной, уплощенной с выпуклой бугристой поверхностью, вытянутой веретенообразной с поперечной слоистостью (рис.). По данным рентгенофазового анализа, образцы (1–6) состоят (%) из пирита (56) и барита (44); пирита (73) и кварца (27); пирита (46), альбита (17), кварца (25) и микроклина (17); пирита (84,5), кальцита (9,1) и кварца (6,4); пирита (100); пирита (72,7) и кварца (27,3). Образцы 2, 3 и 6 содержат большие количества РЗЭ (44–51 г/т) и повышенные – Ti, As и Ni. Средняя сумма РЗЭ составляет 27,57 г/т. Максимальные концентрации характерны для Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, минимальные – Lu, Ho, Er, Yb, Tb, Eu, Sm, Dy, Gd. С помощью СЭМ в образцах № 3 и 6 установлены участки с повышенными содержаниями (в порядке снижения) Ce, La, Nd, Pr, Sm и Gd, а также Fe, S, O, C, P, Th, Ca, Cd и Si. Высокое содержание C (11–14 мас. %) объясняется присутствием органического вещества, обнаруженного в изученных образцах конкреций.

Таким образом, установлено, что конкреции пирита среднеюрского возраста вблизи урочища Тархановская пристань характеризуются повышенными содержаниями РЗЭ. Определение минеральной формы РЗЭ является задачей дальнейших исследований.

Литература

Королев Э.А., Николаева В.М. Проявления очагов разгрузок сероводородных флюидов в юрских отложениях северо-восточной окраины Ульяновско-Саратовского прогиба // Ленинградская школа литологии: Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина. Т. II. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 249–251.

Митта В.В., Костылева В.В., Глинских Л.А., Шурыгин Б.Н., Стародубцева И.А. Стратиграфия средней юры юго-запада республики Татарстан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 1. С. 31–46.

Л.М. Тынысова¹, О.П. Шиловский^{1,2}

¹ – Казанский (Приволжский) Федеральный университет, г. Казань, Россия
biarmiceras@gmail.com

² – Музей естественной истории Татарстана, г. Казань, Россия

Ферромагнитные свойства пород Атлянского полигона на Южном Урале

Летом 2022 г. в учебном полевом маршруте на северо-западной части Атлянского учебного полигона (Челябинская область) была зафиксирована магнитная аномалия, влияющая на показания стрелки компаса. Атлянский полигон находится в зоне Главного Уральского разлома и представлен серией блоков (до нескольких километров) тектонитов позднедевонско-пермского возраста, сложенных в северо-западной части полигона бластомилонитами

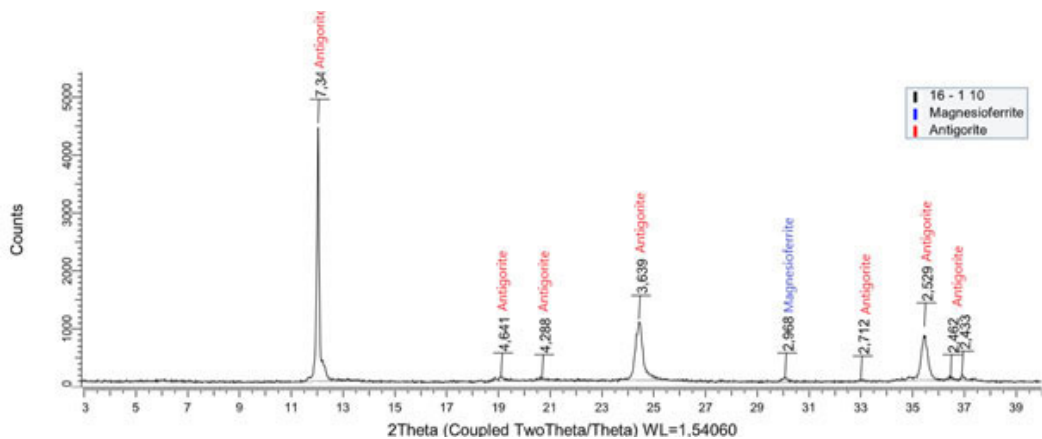


Рис. 1. Дифрактограмма обр. 10.

и мономиктовым серпентинитовым меланжем: аподунитовыми антигоритовыми перекристаллизованными серпентинитами, подвергшимися в эндоконтактных частях процессам оталькования и карбонатизации [Аулов и др., 2015]. Цель работы заключалась в изучении магнитных свойств и связанной с ними минерализации пород Атлянского полигона.

Было отобрано 13 образцов вдоль и вкрест простирания естественных выходов ультраосновных пород. Исследования проводились в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ (г. Казань) методами оптической микроскопии (микроскопы Axio imager vario a2m, ПОЛАМ РП-1), микрорентгенофлуоресцентного анализа (микро-РФА, спектрометр M4 Tornado, оператор Б. Гареев), дифференциального термоманитного (ДТМА, JIT_Meter, Д.М. Кузина) и рентгеноструктурного (РСА, BRUKER, Г.М. Ескина) анализов и коэрцитиметрии.

По результатам РСА, в обр. 4, 8, 9 и 10 определены антигорит, лизардит и магнезиоферрит (рис. 1). Встречены удлинённые, игольчатые зерна хризотила. Отмечаются прожилки антигорита и талька. Рудная минерализация во всех образцах представлена магнезиоферритом (рис. 2). В обр. 10 и 6 магнезиоферрит равномерно распределен, размер его зерен составляет 2.5–3.0 мкм. В обр. 2 зерна магнезиоферрита крупнее (3.5–4 мкм). Внутри зерен наблюдаются более темные участки, предположительно, реликты первичного магнезиоферрита. В некоторых зернах магнезиоферрит замещает оливин и пироксены. Также магнезиоферрит развит по трещинам.

Методом микро-РФА в образцах определены содержания Mg (47 %), Si (40 %), Fe (11 %), Mn (0.45 %), Ca (0.11 %), Cr (0.11 %), Ni (0.22 %), Ti (0.05 %). ДТМА показал присутствие в образцах магнетита (по характерной температуре Кюри ~580 °C) и магнезиоферрита (по температурам Кюри в диапазоне 340–

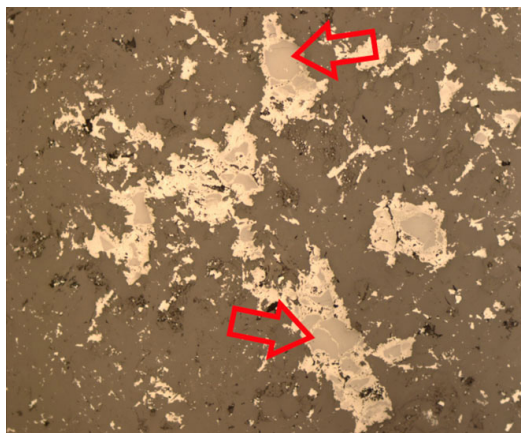


Рис. 2. Распределение магнезиоферрита (показан стрелками) в породе (темное).

Размер поля зрения – 7 мм.

440 °С). В результате исследований методом коэрцитиметрии в образцах выделены участки «насыщения» или «ненасыщения», что говорит о вещественном составе образцов. «Ненасыщенные» образцы содержат меньше Fe в магнитном минерале, т. е. больше магнезиоферрита, чем магнетита, и наоборот, чем «насыщенное» образцы, тем больше в нем магнетита.

Таким образом, магнитные свойства (намагниченность, магнитная восприимчивость, напряженность магнитного поля) серпентинитов Атлянского полигона обусловлены содержанием магнитного минерала магнезиоферрита, который образовался при замещении серпентином темноцветных минералов.

Литература

Аулов Б.Н., Владимирцева Ю.А., Гвоздик Н.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XII – Златоуст. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.

А.В. Трофимов^{1,2}, Е.В. Кислов^{1,2,3}, В.В. Вантеев¹

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
trofimlurk@gmail.com

² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ, Россия

³ – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Вещественный состав пород 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. Интрузив размером 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. Породы подвергались интенсивным вторичным изменениям. Массиву посвящены единичные исследования 1980-х гг. [Балыкин и др., 1986; Гурулев и др., 1980].

Цель работы – изучение вещественного состава пород массива для геодинамических реконструкций. Фактический материал – образцы, отобранные авторами в 2020 г. Минеральный состав изучен на РЭМ LEO-1430VP с ЭДС INCA Energy 350 в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик Е.А. Хромова), содержание Fe³⁺ вычислено по стехиометрии. Силикатный анализ выполнен в ЦКП «Геоспектр» на спектрофотометре UNICO 1201 и атомно-абсорбционном спектрофотометре SOLAAR-6М с использованием атомно-абсорбционного, пламенно-фотометрического, гравиметрического и титриметрического методов. Содержания рассеянных элементов определены на масс-спектрометре HR ICP-MS ELEMENT2 (ThermoFinnigan) в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева).

По содержанию SiO₂ и щелочей ультрабазиты относятся к породам нормального ряда щелочности: SiO₂ 40–44 мас. %, сумма щелочей 0.05–0.08 мас. % с преобладанием Na над K. Содержания TiO₂ и Al₂O₃ низкие: 0.03–0.09 и 2.01–6.17 мас. %, соответственно.

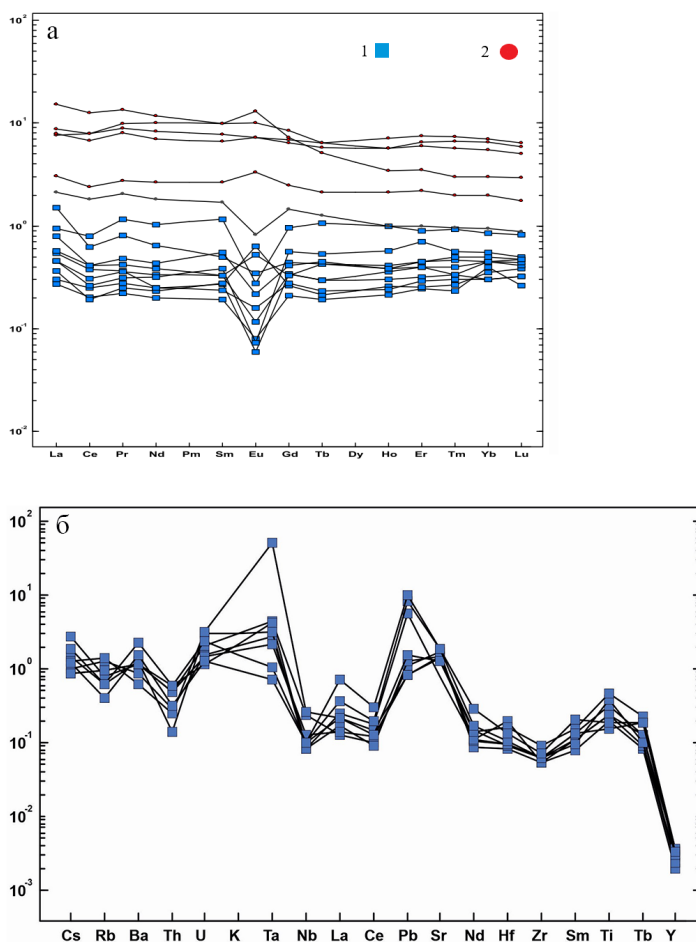


Рис. Спектры распределения РЗЭ для пород ультраосновных (1) и основных (2) пород массива, нормализованные на хондрит [Sun, McDonough, 1989], (а) и мультиэлементная диаграмма, данные состава пород нормированы к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Содержания FeO составляют 6.4–9.5 мас. %, Fe_2O_3 – 5.44–9.46 мас. %, MnO – 0.06–0.10 мас. %. По содержанию MgO (31.00–37.55 мас. %) породы высокомагниевого: $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) \times 100 = 16$ %.

Базиты относятся к породам нормального ряда щелочности с преобладанием Na_2O : SiO_2 40–50 мас. %, сумма щелочей 0.89–4.52 мас. %. По содержанию TiO_2 (0.31–1.58 мас. %) породы умеренно- низкотитанистые, а по содержанию Al_2O_3 (25.04–15.20 мас. %) – высокоглиноземистые. Содержания FeO, Fe_2O_3 и MgO составляют 3.44–8.7, 2.64–4.13 и 5.99–11.28 мас. %, соответственно; отношение $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) \times 100 = 28$ %.

Оливин дунитов и перидотитов представлен хризолитом ($\text{Mg}\#$ 82 %), встречается в виде редких реликтов в псевдоморфозах антитигрита. В межзерновом пространстве отмечаются клинохлор, биотит, магнезиальная роговая обманка. Рудные минералы представлены хромшпинелью и магнетитом, степень их распределения неравномерна. Состав хромшпинели образует практически непрерывный изоморфный ряд от хроммагнетита до ферриаллюмохрома. Из сульфидов встречен пентландит в сростаниях с магнетитом.

В зернах хромшпинели нередко встречаются включения, представленные хлоритом и серпентином, реже биотитом, магнезиальной роговой обманкой, энстатитом и глаголевитом. Ортопироксен и глаголевит не встречаются в межзерновом пространстве.

На диаграмме распределения РЗЭ (рис.), видно, что породы Кивельевского массива сильно дифференцированы. Для ультрамафитов характерны пологий тренд дифференциации с обогащением легкими элементами ($La/Yb = 1.46$) и, в целом, отрицательная Eu аномалия. Положительная Eu аномалия единичных образцов может быть связана с различной степенью серпентинизации [Чашухин и др., 2012]. Для базитов характерны пологий отрицательный спектр РЗЭ, слабовыраженная положительная Eu аномалия, значительное обогащение РЗЭ, особенно легкими ($La/Yb = 3.06$). Основные и ультраосновные породы массива отличаются по содержаниям РЗЭ и характеру Eu аномалии, что объясняется фракционированием плагиоклаза с накоплением в основных породах [Скублов, 2005].

Для основных и ультраосновных пород массива характерно обогащение крупноионными литофильными элементами и Sr, выделяются минимумы по Ta, Ga, Nb и Zr (рис.). Это, наряду с обогащением легкими лантаноидами, характерно для островодужных пород. Породы обогащены Pb и обеднены Nb, Ti и Hf, что, вероятно, обусловлено контаминацией магм коровым материалом [Склярков и др., 2001].

Таким образом, вещественный состав пород Кивельевского концентрически-зонального массива в Северном Прибайкалье свидетельствует об островодужной обстановке формирования массива.

Работа выполнена по государственным заданиям ГИН СО РАН (№ АААА-А21-12101139 0003-9) и ИГГ УрО РАН (№ 123011800011-2).

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.

Склярков Е.В. Интерпретация геохимических данных. Учебное пособие. Москва: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб: Наука 2005. 147 с.

Чашухин И.С., Чередниченко Н.В., Адамович Н.Н. Петрология и геохимия. О поведении редких элементов при серпентинизации ультрамафитов. Ежегодник-2012. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 159. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2012. С. 125–128.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society Special Publications, London, 1989. 42. P. 313–345.

Разработка геологической базы данных в рамках исследования железородных месторождений

В настоящее время научно-исследовательские геологические центры накопили большое количество разнообразной информации, представленной в виде текстов, таблиц, графиков, результатов анализов, фотографий, однако без использования специального программного обеспечения трудоемко проводить анализ, сравнение и интерпретацию многих геологических исследований. В последнее десятилетие наибольшую актуальность приобретают проблемы систематизации, хранения и управления большими массивами геоданных [Кобен и др., 2017]. Вследствие большого объема данных, возрастает влияние человеческого фактора, что может привести к ошибкам в данных и некорректной интерпретации результатов. Поэтому важной задачей является создание базы геологических данных и приложения с понятным интерфейсом, с помощью которого пользователь сможет получить доступ к информации, с возможностью ввода, хранения, поиска и обработки данных, накопленных за время исследования.

Цель данной работы – анализ практического аспекта создания и использования базы данных, разработки ее структуры, а также создание приложения, включающего интерфейс пользователя и осуществление доступа к данным по железорудным месторождениям на примере создания базы данных озер Южного Урала «LaDa» [Гулаков, Масленникова, 2019].

База данных будет содержать данные по геологическому строению месторождения (текст, карты, разрезы), результаты авторских исследований, географическую привязку, координаты точек отбора образцов, макро- и микроскопическое описание образцов с фотографиями образцов руд и пород, результаты оптических и электронно-микроскопических исследований, химических анализов в виде таблиц, графиков и диаграмм. Важно, чтобы вся внесенная информация содержала ссылку на автора. По окончании исследования могут быть внесены заключительные выводы, представленные в виде статей, тезисов или отчетов о результатах проведения работ. Общая структура базы данных по месторождению представлена на рисунке.

Взаимодействие с базой данных осуществляется через клиент-серверную систему управления базами данных, располагающуюся на сервере вместе с базой данных. Для того чтобы каждый пользователь смог вносить свои результаты исследований, необходимо предоставить общий доступ к базе данных, осуществляемый через приложение, к которому будет подключена база. Все клиентские запросы на обработку данных обрабатываются клиент-серверной системой управления централизованно. Проектирование и администрирование базы данных осуществляется через систему управления базами данных, например MS SQL Server или MySQL.

Наиболее подходящим видом для создания геологической базы данных являются реляционные базы данных, в которых все данные хранятся в таблицах. Отношение в реляционной модели представляет собой логически структурированную таблицу с полями, описывающую данные и их взаимосвязь [Дубенецкий, 2008]. Например, для таблицы с результатами анализов на процентное содержание химических элементов в минерале, в полях (столбцах) будет указан химический элемент, а в записях (строках) отмечено его количественное содержание. Таблицы связаны между собой, благодаря чему можно

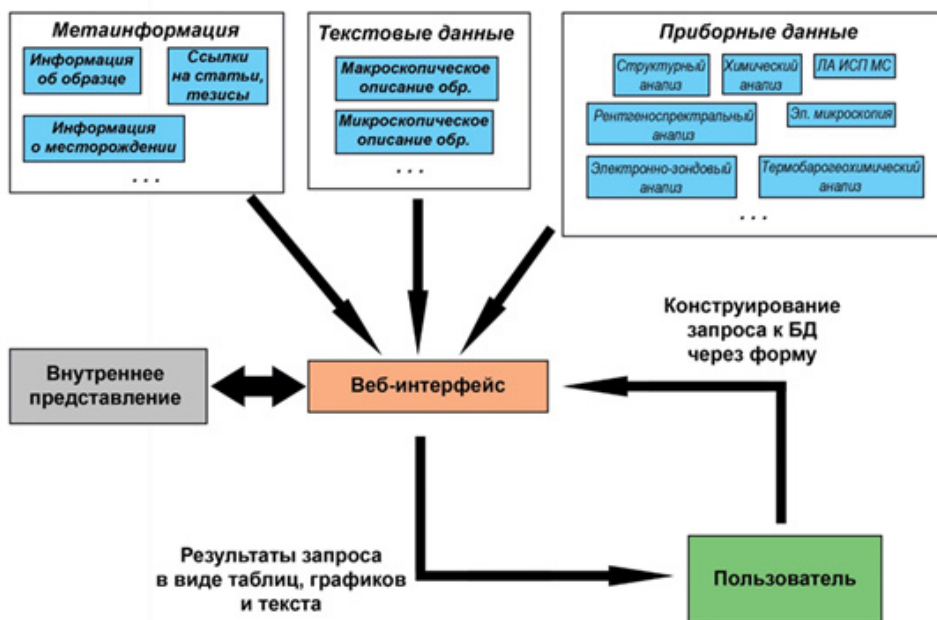


Рис. Примерный план структуры базы данных по железорудным месторождениям.

одновременно извлекать данные из нескольких таблиц посредством SQL запросов.

В рамках выполнения исследований по гранту Российского научного фонда № 22-17-00215, направленного на изучение железорудных месторождений, в распоряжении авторов имеются многочисленные геологические и минералого-химические данные, нуждающиеся в систематизации и удобном доступе. Таким образом, создание и внедрение информационных технологий, прежде всего, необходимо направить на автоматизацию процесса обработки информации, вследствие чего повысится эффективность и удобство работы сотрудников организации. Направление работы с базами данных нельзя считать побочным или второстепенным в изучении месторождений, оно играет ответственную роль провайдера качественных данных [Гизатуллин, Анищик, 2017].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-17-00215.

Литература

Гизатуллин Р.З., Анищик В.В. Базы данных как основа работы геологического направления // ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2017. С. 76–79.

Гулаков В.О., Масленникова А.В. Использование геоинформационных систем в работе над оценкой экологического состояния озер // Материалы VIII Международной научной конференции «Проблемы природопользования и экологическая ситуация в Европейской России и на сопредельных территориях». Белгород: ИД Белгород, НИУ БелГУ, 2019. С. 276–280.

Дубенецкий Б.Я. Проектирование информационных систем. Л: ЛЭТИ, 2008. 675 с.

Кобен Г.К., Турсынова А.М. Формирование единой базы данных геолого-геофизической информации по нефтегазовым месторождениям Казахстана // Проблемы геологии и освоения недр. Труды XXI Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 130-летию со дня рождения профессора М.И. Кучина. Томск: ТПУ, 2017. С. 372–374.

Новая находка сухопутных динозавров Ижбердинского местонахождения (Оренбургская область)

(научный руководитель А.В. Никифоров)

Присутствие сухопутных динозавров на территории Оренбургской области в морских отложениях – исключительно редкое явление. Первый грудной позвонок плохой сохранности найден П.С. Назаровым в 1890 г. в верхнемеловых морских отложениях Губерлинских гор недалеко от г. Орска [Боголюбов, 1912]. Был сделан вывод о его принадлежности к анкилозаврам, однако сходные пропорции (длина – 55 мм, высота около – 70 мм, ширина около – 60 мм [Боголюбов, 1912]) наблюдаются и у представителей орнитопод клады *Iguanodontia*. Значительное превышение высоты позвонка над шириной является типичным признаком сухопутных динозавров.

Другими находками являются фрагмент пятнистой кости крылового пальца и последний шейный позвонок птерозавров, а также хвостовой позвонок динозавра и фрагмент крупной трубчатой кости орнитопода [Аверьянов и др., 2021, 2022; Скучас и др., 2022]. Параметры хвостового позвонка: длина – 54 мм, ширина передней сочленовой поверхности – 60 мм, высота – 62 мм, ширина задней сочленовой поверхности – 55 мм, высота – 58 мм [Аверьянов и др., 2021]. Отношение высоты и ширины передней поверхности – 1.03, задней – 1.05. Превышение первого параметра над вторым наблюдается и в этом случае.

Указанные фрагменты обнаружены в карьере Ижберда, расположенном в Гайском районе Оренбургской области. Местонахождение было открыто в 2012 г. юными геологами [Аверьянов и др., 2022]. На участке вскрываются позднесантонские-раннекампанские кварцево-глауконитовые пески с фосфоритами, галькой и ожелезнениями, переходящие в более плотные песчаники и фосфоритовые конгломераты. Возраст датируется по находкам хрящевых рыб (акул). На данный момент обнаружены многочисленные находки хрящевых и костных рыб [Попов и др., 2021], 16 скелетов морских ящеров, около 500 позвонков, среди которых выделяются два позвонка, имеющие некоторые отличия от основной массы. Отличительные признаки выражаются в особенностях пропорции высоты и ширины. Описываемые образцы находятся в музее Клуба юных геологов-экологов им. Г.А. Сопочко г. Орска.

Экземпляр ОШММ № 588-3 – тело туловищного позвонка, поскольку главные кровеносные отверстия находятся на боковых частях (рис.). Половина позвонка отсутствует. Передняя сочленовная поверхность образца вогнутая, овальной формы; имеются кольцевые босы. Позвонки обладают сжатым с боков видом. На вентральной части имеются фасетки. Невральный канал узкий. Нет шевронов и ребер. Высота сочленовной поверхности – 71 мм, ширина – 60 мм. Так как сохранились отверстия для кровеносных сосудов, можно рассчитать длину позвонка, которая составляет 50 мм. Отношение высоты к ширине – 1.18.

Экземпляр ОШММ № 592 относится к позвонкам туловищного отдела. На боковых частях позвонка имеются главные отверстия для кровеносных сосудов, расположенных ближе к вентральной поверхности. Задняя и передняя стороны слабовогнутые, овальные. На вентральной стороне присутствуют фасетки и обломки невральных ребер (неврапофизы). Между фасетками невральный канал прямой и узкий. Боковая поверхность слабовогнутая. При взгляде сбоку позвонок почти прямой с параллельными передней и задней сторонами. Нет шевронов и ребер. Высота передней сочленовной поверхности – 87 мм, ширина –



Рис. Вид туловищного позвонка динозавра (экз. ОШММ № 588-3) сверху, снизу, сбоку (справа, слева), спереди и сзади.

75 мм. Высота задней поверхности – 81 мм, ширина – 60 мм. Длина тела позвонка – 54 мм. Отношение высоты к ширине передней поверхности – 1.16, задней поверхности – 1.35.

Позвонки можно отнести к орнитоподам клады *Iguanodontia* на основании сравнения с позвонками ранее найденных представителей этой разновидности животных [Боголюбов, 1912; Аверьянов и др., 2021; Скучас и др., 2022]. Находки элементов скелета сухопутных динозавров в морских отложениях подтверждают их присутствие на больших островах Тургайского пролива в позднем мелу. Из-за редкости этого типа животных трудно говорить об обстановке, сформировавшейся на этих островах. Благодаря сравнительно крупным размерам Ижбердинских орнитоподов, сделаны выводы об отсутствии эффекта островной изоляции, при котором крупные динозавры и другие животные уменьшаются в размерах [Аверьянов и др., 2021].

Литература

- Аверьянов А.О., Зверьков Н.Г., Никифоров А.В.* Новая находка динозавра на Южном Урале // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 121–123.
- Аверьянов А.О., Зверьков Н.Г., Никифоров А.В.* Новая находка птерозавра на Южном Урале // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 2. С. 138–141.
- Боголюбов Н.Н.* О предполагаемом позвонке динозавра из Оренбургской губернии // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1912. Т. 14. № 3. С. 61–62.
- Попов Е.В., Лопырев В.А., Мокров Е.А., Никифоров А.В.* Хрящевые рыбы (Elasmobranchii, Holocerphali) в кампанском местонахождении «Ижберда», Южное Зауралье // Теоретические и прикладные аспекты палеонтологии: Материалы LXVII сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2021. С. 129–130.
- Скучас П.П., Бапинаев Р.А., Сичинава Е.А., Зверьков Н.Г., Никифоров А.В.* Новые данные о динозаврах в поздне меловых отложениях на территории Южного Урала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 181–184.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
--------------------------	---

ЧАСТЬ 1. СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

<i>Масленников В.В.</i> Основные черты сходства и различия современных и древних черных курильщиков	5
<i>Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А.</i> Формы нахождения кадмия в рудах Ириновского гидротермального сульфидного поля (13°20' с.ш., Срединно-Атлантический хребет).....	10
<i>Яковенко Е.С., Черкашѳв Г.А., Фирстова А.В., Суханова А.А., Степанова Т.В.</i> Особенности химического состава сульфидных руд гидротермального поля Ириновское (Срединно-Атлантический хребет)	13
<i>Перцев А.Н., Шолухов К.Н.</i> Феномен локального гранитоидного магматизма при формировании океанической коры и новые данные по расплавленным включениям	18
<i>Дмитриева Н.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Котляров А.В.</i> Физико-химические параметры кристаллизации ортопироксенов в островодужных комплексах западной части Тихого океана	21
<i>Сандалов Ф.Д.</i> Оксидные минералы-концентраторы халькофильных элементов в фумарольных системах окислительного типа, связанных с вулканическим массивом Толбачик, Камчатка	24

ЧАСТЬ 2. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

<i>Савельев Д.Е.</i> Петрографические, минералогические и микроструктурные особенности ультрамафитов складчатых поясов как отражение основных петрогенных процессов в верхней мантии	28
<i>Конопелько Д.Л.</i> Геотраверс через две позднепалеозойские активные окраины в западном Тянь-Шане: особенности магматизма и металлогении	32
<i>Косарев А.М.</i> Колчеданосная Бурибайско-Подольская трансформная зона раннедевонско-эйфельского возраста на Южном Урале	34
<i>Брусницын А.И.</i> Родонитовые породы Урала: минералогия и условия образования	37
<i>Кислов Е.В.</i> Северо-Байкальская платинометалльно-медь-никеленосная провинция: геодинамика, петрология, рудообразование	40

ЧАСТЬ 3. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

<i>Рудмин М.А.</i> Ооидовые железняки Западно-Сибирского бассейна: условия накопления, диагенез и источники вещества	45
<i>Лаломов А.В., Григорьева А.В.</i> Состав и структура лопаритовых хвостов обогащения Ловозерского ГОКа (Кольский п-ов).....	49
<i>Некипелова А.В.</i> Реконструкция условий седиментации и диагенеза керченских руд на базе геохимических данных	52
<i>Вурмс Д.М., Кислов Е.В.</i> Минеральный состав хромититов Южного Сарановского массива, Пермский край	55

ЧАСТЬ 4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

<i>Плотинская О.Ю.</i> Порфирово-эпитермальные системы Урала: минералы-индикаторы, эволюция и источники вещества.....	59
---	----

<i>Берзин С.В., Петров С.В., Конопелько Д.Л., Червяковский В.С.</i> Геохимические особенности циркона, апатита и титанита из гранитоидов северо-восточной части п-ва Таймыр и перспективы выявления связанного порфирового оруденения	62
<i>Шепель Е.В.</i> Минералого-геохимические особенности верхнепермских медистых песчаников из Южно-Пермской площади Западного Предуралья	64
<i>Корякина А.В., Плотинская О.Ю.</i> Особенности минерального состава пород и руд Тарутинского медного месторождения (Южный Урал)	67
<i>Светлицкая Т.В., Неволько П.А.</i> Новые геохимические индикаторы рудоносности гранитоидов, продуктивных на Cu-Mo-Au порфировое и Cu-Au-Fe скарновое оруденение.....	70
<i>Дранишников Д.Е.</i> Оценка потенциальной рудоносности гранитоидов Улантовского массива (Западный Салаир, Россия) на Cu-Mo-порфировую минерализацию	74
<i>Веснин В.С.</i> Состав апатитов как отражение перспективности магматических пород шахтаминского комплекса на порфировое Cu-Mo-Au оруденение	78
<i>Кешиков А.Е.</i> Минералого-геохимические характеристики шеелита скарнового W-Cu-Bi-Au месторождения Восток-2 (Приморский край)	83
<i>Рогов Д.А., Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А., Филиппова К.А.</i> Минеральные формы вольфрама на Пороховском и Юго-Коневском месторождениях (Южный Урал)	88
<i>Хусаинова А.Ш., Калинин Ю.А., Бортникова С.Б.</i> Формы нахождения Au и Ag в хвостохранилищах полиметаллических месторождений	92

ЧАСТЬ 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ

<i>Юдовская М.А.</i> Роль контаминации в образовании платинометаллических сульфидных месторождений комплекса Бушвельд.....	96
<i>Козлов А.В., Корзников В.Д.</i> Позиция Au-Pd месторождения Чудное в минерогенической схеме Приполярного Урала.....	98
<i>Корзников В.Д., Козлов А.В., Смоленский В.В., Кузнецов С.К.</i> К вопросу о возрасте формирования золото-палладиевой минерализации месторождения Чудное (Приполярный Урал)	101
<i>Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Корнеев А.В.</i> Ключевые геохимические особенности интрузивных пород Платиноносного пояса Урала	105
<i>Юричев А.Н.</i> Микровключения минералов ЭПГ в пентландитах из гарибургитов Иджимского мафит-ультрамафитового массива (Западный Саян).....	110
<i>Рубцова Е.А.</i> Экспериментальное изучение состояния палладия в сверхкритическом сульфидном гидротермальном флюиде.....	114

ЧАСТЬ 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

<i>Кузнецов Д.В., Степанов С.Ю., Бутняков А.В.</i> Этапы метасоматических преобразований в лампрофирах золоторудного месторождения Пешерное (Северный Урал)	118
<i>Корнеев А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С.</i> Рудоконтролирующие структуры Песчанско-Воронцовского рудного поля	122
<i>Козин А.К., Степанов С.Ю.</i> Самородное золото россыпей долины реки Мурзинка (Средний Урал) и возможные коренные источники	128
<i>Сначёв А.В., Пантелева А.В., Рассомахин М.А.</i> Геология и золотоносность углеродистых отложений биргильдинской толщи (Южный Урал)	132
<i>Кущева Н.С.</i> Петрохимия золоторудных пород стойло-николаевского комплекса Курского блока.....	135

<i>Мехонцев М.Е.</i> Золотосульфидная минерализация месторождения Голец Высочайший (Иркутская область)	139
<i>Тарасов Я.А., Фридовский В.Ю., Калинин Ю.А., Полуфунтикова Л.И., Кудрин М.В.</i> Геология, минералогия и изотопная геохимия золоторудного месторождения Маринское (Аллах-Юньская металлогеническая зона, СВ России)	142
<i>Смирнов Д.И., Гуськов Д.А., Нефедова А.Я., Павлова М.А.</i> Минералогические и шлихгеохимические особенности бассейна ручьев северо-западной оконечности Охотского террейна (Охотский район, Хабаровский край).....	145
<i>Греку Е.Д.</i> Золоторудное месторождение Аномальное (Восточный Казахстан): геологическое строение и возрастные рубежи формирования.....	150
<i>Жданова В.С., Корнеев А.В., Козин А.К.</i> Золотоносные жилы и околожилные изменения неопротерозойских пород Осевой зоны хребта Большой Каратау, Южный Казахстан	154

ЧАСТЬ 7. ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

<i>Козлов П.С., Берзин С.В., Иванов К.С., Юдин Д.С.</i> Амфиболовые перидотиты и горнблендиты в северо-восточной части Ревдинского массива (Платиноносный пояс Урала).....	158
<i>Трифонов И.В., Кожомонян А.С., Степанов С.Ю.</i> Вещественные закономерности комплекса метасоматических образований Елkinsкой площади	160
<i>Гатауллин Р.А., Юмагулова Д.И.</i> Минералогические особенности габбродиабазов обрамления массива Северный Крака	163
<i>Самигуллин А.А., Рахимов И.Р.</i> РЗЭ минерализация гранитоидов Шартымского массива (Балбукский комплекс, Южный Урал).....	166
<i>Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю.</i> Геохимические особенности пегматитового тела № 2, Светлинское пегматитовое поле, Южный Урал	171
<i>Волков И.С.</i> Условия формирования карбонатно-силикатных жил и околожилных ореолов в раннепротерозойских комплексах Беломорского подвижного пояса, Северная Карелия	175
<i>Котляров А.В., Жимулев Ф.И.</i> Геологическая позиция и вещественный состав амфиболитов Аламбайской офиолитовой зоны (юго-запад Салаира)	178
<i>Вантеев В.В., Кислов Е.В., Гончарук И.С.</i> Минеральный состав вулканитов района сапфиросной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Западное Забайкалье).....	182

ЧАСТЬ 8. НЕРУДНОЕ СЫРЬЕ И АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

<i>Ким М.О.</i> Брусит – уникальный источник магния	185
<i>Исламова Р.Р.</i> Изучение цеолитсодержащих пород Татарско-Шатрашанского месторождения	191
<i>Резникова О.Г., Блинова С.А.</i> Закономерности изменения содержания MgO в доломитах участка «Бигильдинский» (Липецкая область, Данковский район)	193
<i>Кислов Е.В.</i> Минеральный состав и генезис аподолмитового нефрита Кавоктинского месторождения, Средне-Витимская горная страна: залежь 1 участка Прозрачный.....	196
<i>Гончарук И.С., Кислов Е.В., Вантеев В.В.</i> Состав аподолмитового нефрита Воймаканского месторождения, Средне-Витимская горная страна	199
<i>Артеменко Е.Е., Рассомахин М.А., Хворов П.В., Филиппова К.А.</i> Биоминерал оксалат кальция (узелллит) в лишайнике рода <i>Cladonia</i> на Сугурском медном месторождении, Южный Урал.....	202

<i>Шиловский О.П., Киселева Д.В., Бакаев А.С., Шумов И.С.</i> Ихнофоссилии из пермских отложений Котельничского местонахождения и местонахождения Сундырь: сходства и различия	206
<i>Глухов М.С., Шиловский О.П., Муллакаев А.И.</i> Особенности диагенетического минералообразования в костной ткани позвонков морских рептилий из верхнеюрских отложений Республики Татарстан	209
<i>Бочнева А.А., Лаломов А.В.</i> Перспективы развития базы данных по россыпям России и оценка потенциальной россыпености на основе ГИС-технологий.....	213

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

<i>Журавлев К.А., Бойко П.С.</i> Минералого-петрографическая характеристика риолитов ожиярвинской свиты палеопротерозоя Центральной Карелии	217
<i>Гайнанова А.Р., Шиловский О.П.</i> Минералого-геохимические особенности среднеюрских пиритовых конкреций урочища Тархановская пристань, Республика Татарстан.....	219
<i>Тынысова Л.М., Шиловский О.П.</i> Магнитные свойства пород Атлянского полигона Южного Урала	220
<i>Трофимов А.В., Кислов Е.В., Вантеев В.В.</i> Кивельевский концентрически-зональный ультрамафит-мафитовый массив, Северное Прибайкалье	222
<i>Брюхов С.И., Гулаков В.О.</i> Разработка геологической базы данных в рамках исследования железорудных месторождений	225
<i>Мизецкая А.В.</i> Новая находка сухопутных динозавров Ижбердинского местонахождения	227

CONTENTS

PREFACE	3
CHAPTER 1. PRESENT-DAY HYDROTHERMAL AND MAGMATIC PROCESSES	
<i>Maslennikov V.V.</i> Main similarities and differences of modern and ancient black smokers	5
<i>Melekestseva I.Yu., Kotlyarov V.A.</i> Cd deportment in massive sulfides of the Irinovskoe hydrothermal sulfide field (13°20' N, Mid-Atlantic Ridge)	10
<i>Yakovenko E.S., Cherkashov G.A., Firstova A.V., Sukhanova A.A., Stepanova T.V.</i> Peculiarities of chemical composition of seafloor massive sulfides of the Irinovskoe hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge)	13
<i>Pertsev A.N., Sholukhov K.N.</i> Phenomenon of local granitoid magmatism during oceanic crust formation and new data on melt inclusions	18
<i>Dmitrieva N.V., Simonov V.A., Safonova I.Yu., Kotlyarov A.V.</i> Physicochemical parameters crystallization of orthopyroxenes from island-arc complexes in the western Pacific Ocean	21
<i>Sandalov F.D.</i> Oxide minerals as a source for chalcophile elements in oxidizing fumaroles of Tolbachik volcano, Kamchatka	24
CHAPTER 2. GENERAL PROBLEMS OF GEOLOGY AND METALLOGENY OF PALEOOCEANIC COMPLEXES	
<i>Saveliev D.E.</i> Petrographical, mineralogical and microstructural features of ultramafic rocks of fold belts as a reflection of main petrogenic processes in the upper mantle	28
<i>Konopelko D.L.</i> A geotraverse across two late Paleozoic active margins in the western Tien Shan: peculiarities of magmatism and metallogeny	32
<i>Kosarev A.M.</i> Early Devonian-Eifelian massive sulfide Buribai-Podolsk transform zone in the Southern Urals	34
<i>Brusnitsyn A.I.</i> Rhodonite rocks of the Urals: mineralogy and genesis	37
<i>Kislov E.V.</i> The North Baikal PGE-Ni-Cu province: geodynamics, petrology, ore genesis....	40
CHAPTER 3. DEPOSITS OF FERROUS METALS	
<i>Rudmin M.A.</i> Ooidal ironstones of the West Siberian basin: deposition conditions, diagenesis and metal sources	45
<i>Lalomov A.V., Grigorieva A.V.</i> Composition and structure of loparite tailings of the Lovozero mining and processing plant (Kola Peninsula)	49
<i>Nekipelova A.V.</i> The reconstruction of depositional environments of the Kerch iron ores based on geochemical data	52
<i>Vurms D.M., Kislov E.V.</i> Mineral composition of chromitites of the South Sarana massif, Perm krai	55
CHAPTER 4. DEPOSITS OF BASE METALS	
<i>Plotinskaya O.Yu.</i> Porphyry-epithermal systems of the Urals: mineral indicators, evolution, and matter sources	59
<i>Berzin S.V., Petrov S.V., Konopelko D.L., Chervyakovskiy V.S.</i> Geochemical features of zircon, apatite and titanite from granit plutons of the northeast Taimyr Peninsula and prospects for related porphyry mineralization	62
<i>Shepel E.V.</i> Geochemical features of the Upper Permian copper sandstones of the South Perm area of the Western Cis-Urals	64

<i>Koryakina A.V., Plotinskaya O.Yu.</i> Peculiarities of mineral and ore composition of the Tarutino copper deposit (Southern Urals)	67
<i>Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A.</i> New geochemical indicators for the fertility of granitoids promising for Cu-Mo-Au porphyry and Cu-Au-Fe skarn mineralization	70
<i>Dranishnikova D.E.</i> Evaluation of porphyry Cu-Mo mineralization potential of granitoids of the Ulantova pluton (Western Salair).....	74
<i>Vesnin V.S.</i> Composition of apatite of igneous rocks of the Shakhtama complex as a proxy for porphyry Cu-Mo-Au mineralization, Eastern Transbaikalia	78
<i>Keshikov A.E.</i> Mineralogical-geochemical characteristic of scheelite from the W-Cu-Bi-Au Vostok-2 skarn deposit (Primorie region)	83
<i>Rogov D.A., Novoselov K.A., Belogub E.V., Rassomakhin M.A., Filippova K.A.</i> Mineral forms of tungsten at the Porokhovskoe and Yugo-Konevskoe deposits (South Urals).....	88
<i>Khusainova A.Sh., Kalinin Yu.A., Bortnikova Sv.B.</i> Mode of occurrence of Au and Ag in dumps of polymetallic deposits	92

CHAPTER 5. DEPOSITS OF PLATINUM GROUP MINERALS

<i>Yudovskaya M.A.</i> The role of contamination in the formation of the Pt-sulfide deposits of the Bushveld complex, South Africa.....	96
<i>Kozlov A.V., Korznikov V.D.</i> Position of the Chudnoe Au-Pd deposit on mineragenic scheme of the Subpolar Urals.....	98
<i>Korznikov V.D., Kozlov A.V., Smolensky V.V., Kuznetsov S.K.</i> About the age of gold-palladium mineralization of the Chudnoe deposit (Subpolar Urals)	101
<i>Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Korneev A.V.</i> Key geochemical features of intrusive rocks of the Urals Platinum belt	105
<i>Yurichev A.N.</i> Microinclusions of PGE minerals in harzburgites of the Idzhim mafic-ultramafic massif (Western Sayan)	110
<i>Rubtsova E.A.</i> Experimental modeling of Pd transport by sulfide hydrothermal fluid	114

CHAPTER 6. GOLD DEPOSITS

<i>Kuznetsov D.V., Stepanov S.Yu., Butnyakov A.V.</i> Stages of metasomatic transformations of lamprophyres of the Peshchernoe gold deposit, Northern Urals	118
<i>Korneev A.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S.</i> Ore-controlling structures of the Peschansko-Vorontsovskoe ore field, Northern Urals.....	122
<i>Kozin A.K., Stepanov S.Yu.</i> Native gold from placers of the Murzinka river valley (Central Urals) and its possible primary sources.....	128
<i>Snachev A.V., Panteleeva A.V., Rassomakhin M.A.</i> Geology and gold potential of carbonaceous deposits of the Birgilda Sequence (Southern Urals).....	132
<i>Kushcheva N.S.</i> Petrochemistry of gold-bearing rocks of the Stoylo-Nikolaevsky complex, Kursk Block.....	135
<i>Mekhontsev M.E.</i> Gold-sulfide mineralization of the Golets Vysochayshy deposit (Irkutsk region)	139
<i>Tarasov Ya.A., Fridovsky V.Yu., Kalinin Yu.A., Polufuntikova L.I., Kudrin M.V.</i> Geology, mineralogy and isotopic geochemistry of the Marinsk gold deposit (Allakh-Yun metallogenic zone, NE Russia).....	142
<i>Smirnov D.I., Guskov D.A., Nefedova A.Ya., Pavlova M.A.</i> Mineralogical and geochemical features of creeks from a basin of the northwest Okhotsk Terrane (Khabarovsk krai)	145

<i>Greku E.D.</i> Anomal'noe gold deposit (East Kazakhstan): geological structure and age boundaries	150
<i>Zhdanova V.S., Kozin A.K., Korneev A.V.</i> Gold-bearing veins and near vein alteration of the Neoproterozoic rocks of the Osewaya Zone	154

CHAPTER 7. PALEOOCEANIC IGNEOUS AND METAMORPHIC COMPLEXES

<i>Kozlov P.S., Berzin S.V., Ivanov K.S., Yudin D.S.</i> Amphibole peridotite and hornblende of the NE part of the Revda massif (Urals Platinum Belt).....	158
<i>Trifonov I.V., Kozhemonyan A.S., Stepanov S.Yu., Korneev A.V.</i> Compositional features of metasomatic rocks of the Elkinskaya area, Central Urals	160
<i>Gataullin R.A., Yumagulova D.I.</i> Mineralogical features of gabbrodiabases of the North Kraka massif, South Urals	163
<i>Samigullin A.A., Rakhimov I.R.</i> REE mineralization of granitoids of the Shartym pluton (Balbuk complex, Southern Urals).....	166
<i>Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu.</i> Geochemical features of pegmatite vein no. 2, Svetlinsky pegmatite field, South Urals	171
<i>Volkov I.S.</i> Formation conditions of carbonate-silicate veins and vein halos in the Early Proterozoic complexes of the Belomorian mobile belt, North Karelia	175
<i>Kotlyarov A.V., Zhimulev F.I.</i> Geological setting and composition of amphibolites of the Alambay ophiolite zone (Southwest Salair).....	178
<i>Vanteev V.V., Kislov E.V., Goncharuk I.S.</i> Mineral composition of volcanic rocks of the Naryn-Gol sapphire-bearing placer (Dzhida River basin, Western Transbaikalia)	182

CHAPTER 8. NON-METALLIC DEPOSITS AND TOPICAL GEOLOGICAL-MINERALOGICAL STUDIES

<i>Kim M.O.</i> Brucite – a unique Mg source	185
<i>Islamova R.R.</i> Zeolite-bearing rocks of the Tatar-Shatrashan deposit as carriers of therapeutic proteins	191
<i>Reznikova O.G., Blinova S.A.</i> Variations in MgO content of dolomites of the Bigildinsky site (Lipetsk region).....	193
<i>Kislov E.V.</i> Mineral composition and genesis of dolomite nephrite, Kavokta deposit, Central Vitim Mountains: ore body 1 of the Prozhachny area.....	196
<i>Goncharuk I.S., Kislov E.V., Vanteev V.V.</i> Composition of dolomite-type nephrite of the Voymakan deposit, Central Vitim Mountains	199
<i>Artemenko E.E., Rassomakhin M.A., Khvorov P.V., Filippova K.A.</i> Biomineral weddellite in lichen of the genus <i>Cladonia</i> at the Sugur copper deposit, Southern Urals	202
<i>Shilovsky O.P., Kiseleva D.V., Bakaev A.S., Shumov I.S.</i> Ichnofossils from Permian deposits of the Kotelnich and Sundyr localities: similarities and differences.....	206
<i>Glukhov M.S., Shilovsky O.P., Mullakaev A.I.</i> Features of diagenetic mineral formation in a bone tissue of vertebrae of marine reptiles from the Upper Jurassic deposits of the Republic of Tatarstan.....	209
<i>Bochneva A.A., Lalomov A.V.</i> Prospects for the development of the Russian placer database and estimation of potential placers based on GIS technologies.....	213

BRIEF REPORTS	217
----------------------------	-----

Научное издание

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2023
ОТ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА К МОДЕЛЯМ И ПРОГНОЗИРОВАНИЮ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**Материалы двадцать девятой научной молодежной школы
имени профессора В.В. Зайкова**

*Рекомендовано к печати ученым советом
Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН*

ISSN 2782-2052 (online)

*Технический редактор: И.Ю. Мелекесцева
Корректоры: Е.Е. Паленова, Н.А. Анкушева
Компьютерная верстка: О.Л. Бусловская*

Подписано к печати 22.04.2023.
Формат 70 × 100 ¹/₁₆. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 12.1. Уч. изд. л. 12.4.
